

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt
7039 Mintraching
– Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009**

Gerhard SCHELLMANN

Vorwort

Die quartärgeologische Aufnahme des Donautals im Bereich des Gradabteilungsblattes Nr. 7039 Mintraching erfolgte in den Jahren 2008–2009. Die hier publizierten Fassungen von Karte und Erläuterung stammen weitgehend unverändert aus dem Frühjahr 2010.

Das Gebiet des Kartenblattes war bereits in der Vergangenheit Gegenstand geologischer Kartierungen. Übersichtskarten zum Donauquartär erstellten u.a. LEGER (1965; ders. 1988), WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983). Die von SCHELLMANN (1988, ders. 1990) publizierten Kartierungen der mittel- und jungquartären Donauterrassen in diesem Donautalabschnitt bildeten die Grundlage für die durchgeführten Neukartierungen des Donauquartärs. Die Nomenklatur der Terrassenbezeichnungen folgt weitgehend den genannten Arbeiten.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung zur Verfügung: das Bohrarchiv (Bodeninformationsarchiv BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) sowie weitere zahlreiche Schichtenverzeichnisse von Brunnen- und Pegelbohrungen, von Aufschluss- und Baugrundbohrungen und von geothermischen Erkundungsbohrungen. Letztere wurden dankenswerter Weise von folgenden Stellen zur Verfügung gestellt: den Wasserwirtschaftsämtern in Regensburg, Landshut und Kehlheim, dem Staatlichen Bauamt Regensburg, den Landratsämtern Kehlheim und Regensburg, der Autobahndirektion Süd, der Rhein-Main-Donau-AG und diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, Terrasond GmbH & Co KG (Günzburg-Delfingen), E + M Brunnenbau und Bohrtechnik (Hof)). Die Auswertungen der Schichtenverzeichnisse der Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind beim LfU hinterlegt.

Historische Karten wie die Uraufnahmen der Flurkarten aus den Jahren 1816 und 1827 (Bayerisches Landesvermessungsamt München) waren eine Informationsquelle zur Rekonstruktion von heute mehr oder minder stark eingeebneten bzw. verfüllten Altarmen (Paläomäandern) der Donau sowie des natürlichen Donaulaufs zu Beginn und in der Mitte des 19. Jahrhunderts.

Massenspektrometrische Radiokohlenstoff-Datierungen (AMS ^{14}C) organischer Makroreste spätglazialer und holozäner Donauablagerungen wurden vom ^{14}C -Labor der Fa. Beta Analytic Inc. (Miami, Florida) erstellt. Deren Kalibrierung wurde mit dem Programm „Calib510“ unter Verwendung einer Alterswahrscheinlichkeit von 2

Sigma durchgeführt. Optisch stimulierte Lumineszenz (OSL)-Altersbestimmungen an Flugsanden auf der spätglazialen Niederterrasse 2 (NT2) bei Parkstetten wurden von Dipl.-Geogr. Patrick SCHIELEIN (Universität Bamberg) unter der Leitung von Dr. J. LOMAX (Universität Wien) und Dr. Frank PREUSSER (Universität Bern) vorgenommen. Die im Text genannten OSL-Alter der NT2-Flussande bei Parkstetten wurden von Dr. N. KLASSEN (Universität zu Köln) bestimmt.

Den Mitarbeitern des Lehrstuhls für Physische Geographie in Bamberg (Frau Dipl. Geogr. Silke SCHWIEGER, Herrn Roland BEER, Frau Annette BEHR, Herrn Dipl. Geogr. Benjamin GESSLEIN) und zahlreichen studentischen Hilfskräften, die durch ihre Unterstützung bei den Geländearbeiten sowie bei der Erstellung der digitalen Karten und Abbildungen tatkräftig mitgewirkt haben, sei herzlich gedankt.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt im Rahmen des EU-kofinanzierten Projektes „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2008-2011“.

1. Naturräumlicher Überblick

Das Kartenblatt Mintraching erstreckt sich unmittelbar südöstlich von Regensburg (Abb. 1) im westlichen Bereich des Straubinger Beckens, das auch als „Dungau“, „Straubinger Gäu“ oder „Gäuboden“ bezeichnet wird. Geologisch liegt es im nordöstlichen Teil des Molassebeckens, dort, wo die Regensburger Kreide der südöstlichen Fränkischen Alb unter die tertiären Lockersedimente des nördlichen Alpenvorlandes abtaucht.

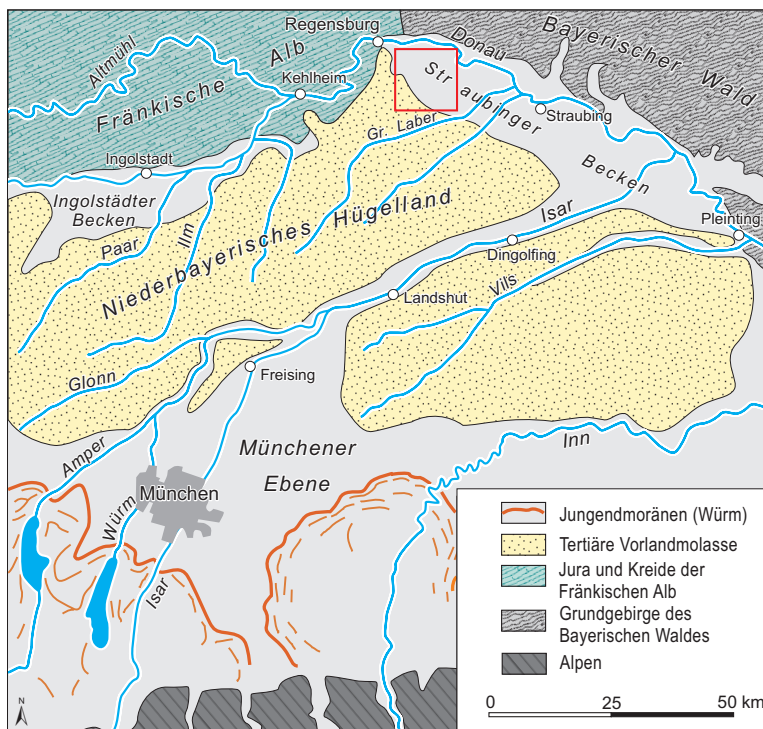


Abb. 1: Übersichtskarte zur großräumigen Lage des Kartenblattes 7039 Mintraching.

Diese großräumige geomorphologisch-geologische Lage spiegelt sich in den beiden das Blattgebiet dominierenden großen Landschaftsräumen wider. Landschaftsbestimmend sind die am östlichen Stadtrand von Regensburg weit nach Süden und Südosten ausgreifenden Terrassenfluren der Donau, die fast 90% des Kartenblattes einnehmen. Morphologisch bilden diese eine zum südlichen

und südwestlichen Talrand hin ansteigende Terrassentreppe mit der am tiefsten gelegenen holozänen Donauaue (ca. 324 m ü. NN) im nordöstlichen Blattgebiet über die einige Meter höheren und hochwasserfreien Nieder- und Übergangsterrassenflächen des Talgrundes bis hin zu den ausgedehnten Verebnungen der Hochterrassen-, Deckenschotter- und Hochschotterfluren in 8 m bis 50 m Höhe über der Donauaue.

Die südwestliche Umrahmung dieser auch als „Regensburger Bucht“ (MANSKE 1982) bezeichneten Donautalweitung bilden die am Nordrand des Alpenvorlandes gelegenen sanften Bergkuppen und -rücken, im Blattgebiet häufig eher flachwellige Hochflächen des Niederbayerischen Hügellandes (Unterbayerisches Hügelland, Niederbayerisches Tertiärhügelland, Donau-Isar-Hügelland) in etwa 380 bis 410 m ü. NN. Hier liegt auch die höchste Erhebung des Blattgebietes: der Eichelberg (410 m ü. NN). An der Oberfläche dominieren dort im Niederbayerischen Hügelland jungtertiäre und quartäre Lockersedimente, während auf dem westlichen Nachbarblatt Bad Abbach die Oberkreide oberflächennah ausstreicht.

Einen flächenmäßig nur geringen Anteil an den quartären Donauterrassen (ca. 3% der Blattfläche) hat die im nordöstlichen Blattgebiet verbreitete holozäne Donauaue. Mit einem durchschnittlichen Oberflächengefälle von etwa 0,3‰ dacht sie von 325 m ü. NN am nördlichen Blatteintritt auf 324 m ü. NN am Blattaustritt ab. Die Donauauen sind die zentrale morphologische und quartärgeologische Tiefenlinie im Blattgebiet. Ihre Oberfläche liegt innerhalb extremer Hochwassergrenzen etwa 2 bis 3 m unter dem jüngsten Niederterrassenniveau, der NT3. Darüber hinaus erreicht auch die Quartärbasis dort ihre größte Tiefenlage im Tal, tiefer als in allen älteren Donauterrassen. Zudem heben sich die holozänen Donauauen durch die flächenhaft verbreitete feinklastische Hochflutsedimentdecke (v.a. Auelehme) von allen pleistozänen Terrassen deutlich ab. Im Mittel besitzen diese Hochflutsedimente eine Mächtigkeit von 2 bis 4 m, wobei feinklastische Verfüllungen einzelner Altarme und Aurinnen bis zu 9,2 m unter die Geländeoberfläche hinabreichen können. Die Bodenentwicklungen reichen von jungen Auenpararendzinen auf jungen Hochflutablagerungen bis hin zu Auenbraunerden im Bereich der höheren und älteren Auenflächen (BUCH 1988; SCHELLMANN 1988, ders. 1990). Auengleye und Auentchernose („Feuchtschwarzerden“) prägen dagegen die feuchteren Standorte von Aurinnen und verlandeten Altarmen („Paläoflussbetten“). Die Donauauen werden überwiegend ackerbaulich genutzt. Wiesen und Grünlandwirtschaft beschränken sich fast ausnahmslos auf die Feuchtstandorte tieferer Aurinnen und Altarme (Paläo-Flussarme) bzw. die hochwassergefährdeten Standorte innerhalb der Deiche unmittelbar entlang des kanalisierten Donaulaufes (Rhein-Main-Donaukanal). Trotz Flurbereinigungen und ackerbaulicher Nutzung prägen immer noch einige mehr oder minder stark verfüllte Aurinnen und Altarme ihr Oberflächenrelief. Letztere ermöglichen eine weitere morphologische Differenzierung der Aue in verschiedenen alte Mäanderterrassen, die H1- bis H7-Terrassen.

Sie entstanden seit dem frühen Holozän (frühes Präboreal) im Zuge von seitlichen Flusslauf- und Mäanderverlagerungen der Donau (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Alle Auenterrassen besitzen im Blattgebiet ein ähnliches Oberflächenniveau, sind also *sensu* SCHIRMER (1983) Reihenterrassen.

Westlich und südlich der Donauauen erstrecken sich mit einer annähernd diagonal verlaufenden NW-SE-Erstreckung und mit variierenden Ausdehnungen verschiedene pleistozäne Terrassenfluren. Die größte Ausdehnung mit einem Anteil von über 40% am Kartenblatt besitzen die hochwasserfreien würmzeitlichen Niederterrassenfluren. Dabei sind im Blattgebiet fast nur die beiden älteren Niederterrassen, die hochglaziale NT1 und die früh-spätglaziale NT2, verbreitet. Die jüngste spätglaziale Niederterrasse, die NT3, ist gerade noch am nordöstlichen Blattrand als schmale Leiste vertreten. Weiter nördlich auf dem angrenzenden Blatt Donaustauf tritt sie dann in großer Ausdehnung auf.

Die Terrassenoberflächen aller drei Niederterrassen heben sich durch das weitgehende Fehlen mächtiger feinklastischer Deckschichten sowohl von den jüngeren holozänen als auch von den älteren pleistozänen Donauterrassen deutlich ab. Nur kleinere Areale sind von geringmächtigen Flugsanddecken, die NT1 am äußeren Terrassenrand auch von geringmächtigen Schwemmlössen oder in ehemaligen Flussrinnen auch von teilweise torfigem Anmoor bedeckt. Als weit verbreitete Bodenentwicklungen findet man daher in der Regel fruchtbare rötlichbraune Parabraunerden auf Niederterrassenkiesen („Schotter-Parabraunerden“), die häufig ackerbaulich und oft in Verbindung mit künstlicher Bewässerung aus Brunnen genutzt werden. Daneben werden die Feuchtstandorte vieler Paläo-Flussarme („channels“) und der NT1-Randsenke überwiegend als Grünland oder forstwirtschaftlich genutzt. Die ausgedehnten Forste des „Mintrachinger Holz“ und „Eltheimer Hölzl“ sind primär grundherrschaftlich angelegt.

Südwestlich und südlich der NT1-Terrassenflächen erstrecken sich flächenmäßig ausgedehnte, von Löß bedeckte und von Dellentälchen durchzogene früh-jungpleistozäne sowie mittel- und unterpleistozäne Terrassenfluren, die insgesamt am Blattgebiet einen Flächenanteil von über 40% haben. Nach Altersstellung und Höhenlage der Oberflächen gruppieren sie sich in mehrere Terrassenniveaus (Tab. 1; Beilage 1 und 2):

1. die mindestens früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2),
2. die mittelpleistozänen Hochterrassen (JHT, ÄHT),
3. die mindestens mittelpleistozänen Terrassenniveaus des Jüngeren Deckenschotters (JD1, JD2) („Altpleistozän“ nach HOMILIUS et al. 1983 sowie UNGER 1999) und des Älteren Deckenschotters (ÄD)
4. sowie an der südlichen Blattgrenze nördlich von Hagelstadt als schmale Terrassenleiste eine vermutlich im Oberpleistozän von der Donau geschaffene

Hochschotterverebnung (HS), die sich von dort bogenförmig nach Südosten aussholend weiter auf das südliche Nachbarblatt Aufhausen erstreckt.

Alle diese *prä*-hochwürmzeitlichen Terrassenfluren tragen ansehnliche Lößdeckschichten von im Mittel ein bis drei Metern Mächtigkeit auf den Übergangsterrassen und drei bis sieben Metern auf den älteren Hochterrassen und Deckenschottern. In großen Lößwächten, die am Ostabfall des Niederbayerischen Hügellandes zu den Deckenschotterfluren der Donau zwischen Hagelstadt und Alteglofsheim verbreitet sind, können extreme Lößmächtigkeiten von bis zu 27 m (STRUNK 1990: 87) auftreten. Sie sind ein wichtiger Rohstoff für die Ziegelherstellung und werden heute südlich von Alteglofsheim abgebaut. Aus der großen Verbreitung pleistozäner Lößdeckschichten resultiert die hohe landwirtschaftliche Fruchtbarkeit des Gebietes, was sowohl in der fast ausschließlichen ackerbaulichen Nutzung und letztlich auch in den Regionalnamen „Straubinger Gäu“ bzw. „Dungau“ zum Ausdruck kommt.

Aktuelle Abbaustellen von Steinen und Erden aus dem Quartär sind im Blattgebiet neben der bereits erwähnten Lößlehmgrube südlich von Alteglofsheim nur noch zwei Kiesgruben im Bereich der Niederterrassen östlich von Neutraubling und westlich von Leiterkofen (Kap. 5). Viele aufgelassene, zu Badeseen oder Fischweihern umgestaltete oder teilweise auch verfüllte Kiesgruben zeugen davon, dass vor allem in den 1970er bis 1990er Jahren der Kiesabbau im Bereich der Niederterrassen wesentlich intensiver war. Auch der Lößlehm wurde in der Vergangenheit in ausgedehnten Gruben bei Köfering und Hagelstadt abgebaut. Der Abbau bei Köfering ist seit einigen Jahren eingestellt und die ehemalige Lehmgrube teilweise verfüllt. Der Abbau bei Hagelstadt verlagerte sich nach Norden. Das aktuelle Grubenareal befindet sich am Blattrand südlich von Alteglofsheim.

2. Talgeschichte und Forschungsstand

Die Talgeschichte der Niederbayerischen Donau beginnt im ausgehenden Obermiozän/frühen Pliozän als in diesem Raum die Molassezeit endet und als Folge einer allgemeinen Heraushebung und ostwärtigen Kippung Süddeutschlands die nach Südosten orientierte Donau entstand (u.a. UNGER & DOPPLER 1996; TILLMANNS 1984; MACKENBACH 1984; BECKER-HAUMANN 2001; KUHLEMANN & KEMP 2002). Die bisher ältesten bekannten Donauablagerungen sind Hochschotter, die in verschiedenen Höhenlagen zwischen ca. 55 bis 110 m Höhe über dem Donautal zwischen Kehlheim und Regensburg verbreitet sind (u.a. OSCHMANN 1958: 149ff.; RUTTE 1962: 161ff.; BAUBERGER et al. 1969: 172ff.; TILLMANNS 1977: 89ff.; WEBER 1978: 216ff.). Nach TILLMANNS (1977: 100ff.) sind sie jünger als die im Bereich des Altmühl-Donau-Tals erhaltenen Hochflächenschotter von „Urmain“ und „Urdonau“, für die er ein mittelpliozänes Alter annimmt. Die in ca. 55 m Höhe über dem Donautal gelegenen Hochschottervorkommen besitzen nach TILLMANNS (1984: 156ff.; ders. 1980: 200ff.; ders. 1977: 95ff.)

eine ähnliche Höhenlage wie die ältestpleistozänen, als biberkaltzeitlich eingestuftes Hochschotter in der Iller-Lech-Platte. Letztere sind wahrscheinlich älter als die altquartären Interglaziale Tegelen und Waal (ELLWANGER et al. 1994; BECKER-HAUMANN 2001).

Aus dieser Frühzeit der Talentwicklung sind im Blattgebiet keine Donauablagerungen erhalten. Die am südwestlichen Blattrand an den südlichen Randhöhen zum Niederbayerischen Hügelland in etwa 45 bis 50 m Höhe über dem heutigen Donautal erhaltene Hochschotterebene liegt von der Höhenlage ihrer Oberfläche und wahrscheinlich auch ihrer Kiesoberkante und Kiesbasis tiefer im Tal als die talaufwärts im Raum Kehlheim-Regensburg in 55 bis 110 m ü. Tal beschriebenen Hochschottervorkommen (Tab. 1). Von ihrer Höhenlage im Tal bietet sich eine Korrelation mit dem dort beschriebenen Ältesten Deckenschotter in 45 bis 55 m ü. Tal an (OSCHMANN 1958: 144ff.; TILLMANN 1977: 89ff.; SCHELLMANN 1988: 116). Damit wäre die im Blattgebiet und wahrscheinlich auch die weiter talabwärts im Raum Straubing erhaltenen Hochschotter jünger als die Hochschotter der Iller-Lech-Platte und deren biberkaltzeitliches Alter (SCHELLMANN et al. 2010).

Im Laufe des Pleistozäns tiefte sich die Donau stufenweise in das prä-quartäre Sohlgestein ein, womit eine generelle Tendenz zur schwachen Heraushebung des Gebietes dokumentiert ist. Diese tektonisch bedingte Grundanlage der Donau zur Ausräumung der Talsohle wurde in den Stadialen der Kaltzeiten von mehreren bedeutenden Aufschüttungsphasen ausgedehnter Terrassenfluren unterbrochen. Aufschlussbeobachtungen aus dem Blattgebiet und den Nachbarblättern Geiselhöring, Straubing, Pfatter und Münster (SCHELLMANN 1988, ders. 1990; ders. 1994; SCHELLMANN et al. 2010) belegen, dass die Terrassenkörper der Niederterrassen (NT1 bis NT3), der Jüngeren (JHT) und Älteren (ÄHT) Hochterrasse, des Jüngeren Deckenschotters 2 (JD2) und des Älteren Deckenschotters (ÄD) von einem stark verwilderten Breitbettfluss *sensu* SCHIRMER (1983), also einem „braided river“-Flusstyp abgelagert wurden.

Unter ähnlichen kaltzeitlichen fluvialen Sedimentationsbedingungen dürften auch die anderen jung- und mittelpleistozänen Terrassen entstanden sein. Darauf weisen deren teilweise große Flächenausdehnungen hin. Lediglich die holozänen Auenterrassen der Donau sind im Zuge von Mäandrierungen und lateralen Flussbettverlagerungen entstanden. Trotz sekundärer Hochwasserüberformung prägen deren Morphologie weiterhin Altarme (Paläoflussbetten) und primäre Aurinnen. Die großbogige Gleithangschichtung der Flussbettsedimente und deren Korngrößenabnahme in der Vertikalen waren beim Bau der Staustufe Straubing im Jahre 1989 bis zum miozänen Sohlgestein aufgeschlossen (SCHELLMANN 1990: 86f.).

Im Gegensatz zu den kaltzeitlich bedingten vertikalen Flussbettsedimentationen fanden kräftige, klimabedingte Phasen fluvialer Talausträumung durch die Donau, teilweise bis in die präquartäre Talsohle hinein, vor allem an den Übergängen von

Tab. 1: Terrassenkennwerte der quartären Donauterrassen zwischen Regensburg und Pfatter nach SCHELLMANN (1988; ders. 1990) sowie im Bereich des Gradabteilungsblattes 7039 Mintraching.

	Terrassen	Regensburg – Pfatter SCHELLMANN (1988; 1990)			7039 Mintraching		
		Oberfl. (m/NT3)	max. Sch.-OK (m/NT3)	Basis (m/NT3)	Oberfl. (m/NT3)	max. Sch.-OK (m/NT3)	Basis (m/NT3)
Untерpleistozän / Mittelpleistozän	Höhenterr. Hochschotter (HS) Älteste Deckenschotter	55 – 110 ü. Tal*		>45 m ü. Tal*	Hochschotter: 45 – 50 m ü. Tal ca. 25 m ü. NT3 ca. 21 m ü. NT3		
	Talhangterrassen ÄD [Hart. Sch.] JD 1 (25m-Niveau) JD 2				32 – 39 - 21 – 24 15	18/20 4 10/12 ?	ca. 6/8 -1/+1# 3/5 ?
Wü r m	Talgrundterrassen ÄHT (HT 3) MHT (HT 2) JHT (HT 1)	10 – 14 13 6 – 10	10 6 4,5	+2/+5# -4/-6 -6,5/ -9,5#	10 – 16 6 – 10	6/10 2 – 4	+2/+6# -6,5/ -9,5#
	ÜT1 ÜT2	2 – 5 -	1/3 -	-4/ -6# oder wie HT1/HT2*	3 – 5 4	1/3 3	-4/-6 ?
	NT 1 NT2 NT 3	2 – 2,5 1 0	2 – 2,5 1 0	-2/ -3# oder wie HT 1/ HT2/ÜT -2/-4 oder wie HT 1/ HT2/ÜT -6,5/ -9,5#	2 – 3 1 0	2-3 1 0	-2/-3# -4/-9 -4/-9 -6/-9#
Holoz.	Holozäne Donauaue			-10/-18#	-2/-2,5 -4/-11	-10/-15#	

* nach OSCHMANN (1958: 144ff.); RUTTE (1962: 161ff.); BAYBERGER et al. (1969: 172ff.); TILLMANN (1977: 89ff.); WEBER (1978: 216ff).
Oberfl.: Oberflächenerhebung; max. Kies-Ok: maximale Kiesoberkante; Basis: Quartärbasis bzw. # = Terrassenbasis

warmzeitlichen zu kaltzeitlichen oder von innerkaltzeitlichen stadialen zu interstadialen oder von spätglazialen zu interglazialen Umweltbedingungen statt. Zum Beispiel tiefte sich die Donau zwischen Regensburg und Straubing vermutlich in wenigen Jahrzehnten am Übergang vom Würm-Spätglazial (Jüngere Dryas, nach 10.200 ¹⁴C BP) zum frühen Holozän (frühes Präboreal) vom Aufschüttungsniveau der NT3 bis auf die heutige tiefe Talsohle ein (SCHELLMANN 1988; ders. 1990; SCHELLMANN et al. 2010.). Der sichtbare Ausdruck dieses Wechselspiels von genereller schwacher tektonischer Hebungstendenz des Gebietes und deutlichen Variationen fluviatiler

Akkumulations- und Erosionsleistungen der Donau im Zuge bedeutender quartärer Klimaschwankungen ist eine relativ vielfältige Lagerung der Donauterrassen mit teils treppenartiger, gereihter, ineinandergeschachtelter oder auch gestapelter Anordnung ihrer einzelnen Terrassenkörper.

Einen wichtigen Altershinweis für die zeitliche Stellung der pleistozänen Donauterrassen nach Ausbildung der Hochschotterverebnung am Südrand des Blattgebietes gibt die von BRUNNACKER (1964; 1982; BRUNNACKER et al. 1976) beschriebene Stapelung fluviatiler Sedimente in der inzwischen aufgelassenen Ziegelei Strobel am Nordrand der Stadt Regensburg. Deren Basis liegt nur etwa 7 m und deren Oberkante nur etwa 30 m über der Regenniederterrasse und damit in etwa in einer Tiefenlage im Tal wie der Ältere Deckenschotter (Tab. 1; SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Von BRUNNACKER (1982) konnte in den hangenden fluviatilen Sedimenten ein mehrfacher Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachgewiesen werden, die er dem Jaramillo-Event vor etwa 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren zuordnet. Geht man davon aus, dass die fluviatilen Ablagerungen in der Ziegelei Strobel nicht nachträglich durch lokale tektonische Absenkung in ihre relativ tiefe Tallage gebracht wurden, dann müsste der Ältere Deckenschotter (ÄD) in etwa zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

In der Folgezeit tiefte sich die Donau bis auf ca. -1/+1 m unter bzw. über dem NT3-Oberflächenniveau (Tab. 1) ein und erreichte so schon im älteren Mittelpleistozän eine Tiefenlage, die erst mit Ausbildung der Mittleren Hochterrasse (MHT) wieder erreicht und mit Anlage der Jüngeren Hochterrasse (JHT) deutlich unterschritten wurde (u.a. SCHELLMANN et al. 2010). Diese älteste mittelpleistozäne Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein der „Hartinger Schichten“ unterlagert im Blattgebiet große Areale des kaltzeitlichen Kieskörpers der Älteren Hochterrasse (ÄHT) im nördlichen Areal des BMW-Geländes westlich von Neutraubling (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Da die Hartinger Schichten weiter talabwärts im Raum Straubing wahrscheinlich auch die Kieskörper der beiden Jüngeren Deckenschotter (JD1 und JD2) unterlagern (SCHELLMANN et al. 2010), liegt ihre stratigraphische Position zwischen den kaltzeitlichen Aufschotterungen des ÄD und des JD1 (Tab. 1).

Die bereits tiefe Position der quartären Talsohle zur Zeit der „Hartinger Schichten“ wurde erst nach den kaltzeitlichen Aufschotterungen der Jüngeren Deckenschotter (JD1 und JD2) und der Älteren und Mittleren Hochterrasse (ÄHT und MHT), mit Ausbildung der Jüngeren Hochterrasse (JHT) unterschritten (Tab. 1). Dabei ist die tiefe Lage der JHT-Terrassenbasis durch Aufschlüsse im BMW-Gelände bei Regensburg-Harting und seiner Umgebung, die den Terrassenkörper bis zur Basis offen legten, gesichert (SCHELLMANN 1988; ders. 1990): Die JHT entspricht dort der „HT1“ von SCHELLMANN (1988). Im Blattgebiet erstreckt sich diese „JHT-Tiefenrinne“ im tertiären Sohlgestein vom *locus typicus* bei Regensburg-Harting an der Basis der NT1-Terrassen-

flächen weiter talabwärts über Neutraubling bis nach Eltheim. Donauabwärts kann sie dann an Hand entsprechend tiefer Quartärbasiswerte südlich von Geisling bis nach Pfatter weiter verfolgt werden, wo sie nach Nordosten umbiegt in Richtung auf die jenseits der Donau zwischen Hofdorf und Münster erhaltenen JHT-Terrassenflächen (SCHELLMANN et al. 2010; SCHELLMANN 1990).

Weitere bedeutende Tieferlegungen der präquartären Talsohle durch die Donau erfolgten erst wieder nach den kaltzeitlichen Aufschotterungen des JHT-Kieskörpers, der Übergangsterrassen (ÜT1 und ÜT2) und der älteren Niederterrassen (NT1 und NT2) zu Beginn der Ausbildung der jüngsten spätglazialen Niederterrasse, der NT3, und erneut am Übergang Spätglazial/Holozän (SCHELLMANN 2010).

Während die sukzessiven Tieferlegungen der prä-quartären Talsohle durch die Donau vermutlich nur kurze Zeitabschnitte in der Talgeschichte umfassen und wahrscheinlich von einer mäandrierenden Donau geschaffen wurden, sind die ausgedehnten Terrassenfluren der Älteren und Jüngeren Deckenschotter, der Hochterrassen und Übergangsterrassen sowie der Niederterrassen während mittel- und jungpleistozäner Kaltzeiten von einer stark verwilderten Donau („braided river“) aufgeschottert worden. Das Alter dieser großen kaltzeitlichen Akkumulationsperioden ist von der Würm-Kaltzeit abgesehen noch weitgehend unbekannt.

Interglaziale Böden, die auf den kiesigen Terrassenkörpern und/oder in den aufliegenden Lößdeckschichten im Blattgebiet oder donauabwärts im Raum Straubing (SCHELLMANN et al. 2010) erhalten sind, weisen daraufhin, dass der JD2 (s.u.; BRUNNACKER 1964: 154; LEGER 1965: 159f.) und die MHT mindestens in der drittletzten Kaltzeit sowie die JHT mindestens in der vorletzten Kaltzeit aufgeschottert wurden (SCHELLMANN et al. 2010.). Die nächst jüngeren kaltzeitlichen Flussterassen der Donau, die Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2) sind älter als die hochglaziale Aufschüttung der Hauptniederterrasse (NT1), und damit mindestens früh- oder mittelwürmzeitliche Bildungen. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass eine oder beide Übergangsterrassen bereits während der Rißkaltzeit entstanden sind. Eindeutige würmzeitliche Aufschotterungen sind die hochglaziale NT1 sowie die beiden spätglazialen Niederterrassen NT2 und NT3.

Das hochwürmzeitliche Alter der NT1 zeigt sich bereits im Fehlen einer Lößbedeckung. Wahrscheinlich entstand sie im Zeitraum nach Ausgang des innerwürmzeitlichen Denekamp-Interstadials bis vor ca. 18.000 Jahren, als die Alpenvorlandgletscher ihren hochwürmzeitlichen Maximalstand erreichten. Die NT2 ist die erste Niederterrasse, die während des Würm-Spätglazials („Spätglazial“ im morphodynamischen, nicht im paläobotanischen Sinne) entstand, aber schon einige Zeit vor Ausgang der letzten Kaltzeit ausgebildet war. Dadurch konnten noch im Spätglazial, während der Älteren und vor allem der Jüngeren Dryaszeit, ausgedehnte Flugsand-

decken auf ihrer Terrassenoberfläche angeweht werden. Östlich von Barbing wurde in einer inzwischen verfüllten Kiesgrube an der Basis von Flugsanden auf der NT2 eine jungpaläolithische Freilandstation nachgewiesen, die nach REISCH (1974) einem späten Magdalenien im weiteren Sinne zuzuordnen ist und damit in die Ältere Dryas fallen dürfte (siehe auch SCHELLMANN 1988: 195; ders. 1990: 78). Zwei OSL-Datierungen an Feldspatkörnern aus der Flugsanddecke auf der NT2 nordwestlich von Parkstetten (Blatt Münster) ergaben Alter um 7.200 und um 13.000 Kalenderjahre vor heute (SCHELLMANN 2010), wodurch einerseits mesolithische Umlagerungen der Flugsanddecke und andererseits eine erste Deposition der Flugsande während der Älteren Dryaszeit belegt sind. Insgesamt ist von einer Ablagerung der unterlagernden NT2-Flussbettsedimente unmittelbar am Beginn der Älteren Dryas auszugehen.

Die jüngste Niederterrasse, die NT3, entstand dagegen nach ^{14}C -Datierungen an Torfen, Pflanzenresten und kleinen Holzstücken aus ihrer feinklastischen Randsenkenfüllung nördlich von Atting und nördlich von Griesau im Zeitraum vor mehr als 13.900 bis vor etwa 10.200 ^{14}C -Jahren, also während der Älteren Dryas bis zum Ausgang der Jüngeren Dryas (SCHELLMANN 2010).

Der Umbruch vom kaltzeitlich verwilderten zum mäandrierenden Donaulauf erfolgte im Talabschnitt der Donau zwischen Regensburg und Bogen letztendlich am Übergang vom Spätglazial (Jüngere Dryas) zum frühen Holozän (frühes Präboreal). Bereits im frühen Präboreal hatte sich die Donau in das etwa 2,5 bis 4,5 km breite NT3-Flussbettareal (Abb. 4) eingetieft, und zwar bis auf die in der Regel um einige Meter von den pleistozänen Terrassen abgesetzte tiefe Basis der holozänen Talsohle (Abb. 6; Beilagen 1 und 2). Daher liegen die Kieskörper der holozänen Mäanderterrassen direkt auf der präquartären Talsohle. In der Folgezeit wurde diese neue Tiefenlinie bis zum Ende der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrassenbildung durch laterale Flussbettverlagerungen einer mäandrierenden Donau zur Seite hin erweitert (siehe auch SCHELLMANN 1988; ders. 1990; ders. 1994: 136f.). Erst mit Ausbildung der früh- bis hochmittelalterlichen H5-Terrasse deutet sich im Raum Straubing eine nun stark erhöhte laterale Umlagerungstätigkeit der Donau mit der Folge einer Flussbettverflachung und -verbreiterung an (u.a. SCHELLMANN 1990). Ursache dieses innerholozänen Umbruchs in der Flussdynamik der Donau sind wahrscheinlich zunehmende Eingriffe des Menschen in den Flusshaushalt als Folge flächenhafter Rodungen in der Aue und in den Einzugsgebieten gewesen, die u.a. eine Intensivierung des Hochwassergeschehens und eine gesteigerte Seitenerosionsleistung der Donau bewirkten (u.a. SCHELLMANN 1994: 138). Die natürliche holozäne Mäandertätigkeit der Donau endete letztlich mit den starken Korrektionsmaßnahmen und Eindeichungen der Donau seit dem ausgehenden 19. und der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts.

3. Quartäre Schichtenfolge

Die im Blattgebiet an der Oberfläche auftretenden geologischen Einheiten werden nachfolgend in der Reihenfolge der Kartenlegende besprochen. Im Text genannte Aufschlüsse sind, sofern nicht Literaturverweise gegeben werden, in Kapitel 5 zusammengestellt. Der überwiegende Anteil des Kartenblattes besteht aus verschiedenen alten quartären Flussterrassen der Donau. Deren morphologisch-geologische Differenzierung ist anhand der Niveauunterschiede ihrer Terrassenoberfläche (Terrassentreppe) und der maximalen Höhenlagen ihrer fluviatilen Aufschüttungskörper, erkennbar an den maximalen Höhenlagen ihrer Flusskiese und Flusssande (Schotteroberkante), möglich. Dabei bilden die Oberkanten der fluviatilen Fazies das stratigraphisch entscheidende Einstufungskriterium. Vor allem mächtige Lößdeckschichten können eine wesentlich höhere Lage der Terrassenoberfläche bewirken und damit ein höheres Alter vortäuschen. Da aktuell entsprechend tiefe, die Terrassenkörper vom Top bis zu deren Basis erschließende Aufschlüsse im Blattgebiet nicht existieren bzw. vom Grundwasser gefüllt sind, ist die Bestimmung der Tiefenlage ihrer Terrassenbasen schwierig. Lediglich für die Hoch- und Niederterrassen liegen von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) Aufschlussbeobachtungen vor, in denen das Grundwasser abgepumpt war und dadurch die Terrassenbasen ermittelt werden konnten.

Die holozänen Terrassen, die im Blattgebiet als Reihenterrassen ein ähnliches Oberflächenniveau und eine ähnliche Oberkantenlage der Flussbettfazies besitzen, lassen sich mit Hilfe der „nahtrinnenbezogenen Kartiermethode“ *sensu* SCHIRMER (1983) weiter untergliedern. Sie alle sind Mäanderterrassen, also fluviatile Anschüttungskörper, die durch laterale Flussbettverlagerungen gebildet wurden. Den Verlauf dieses lateralen Wachstums kennzeichnen primäre Aurinnen, die alle zum Außenrand einer Mäanderterrasse laufen. Die Verbindung aller primären Aurinnen am Außenrand der Terrasse führt dort zu Entstehung einer tiefer gelegenen Zone, die sog. „Nahtrinne“ (SCHIRMER 1983: 29). Daher besitzen auch Mäanderterrassen an ihrem Außenrand eine deutliche Terrassenkante. Im günstigen Fall ist auch noch das mehr oder minder verlandete jüngste Flussbett einer Mäanderterrasse als Altarm (Paläo-Mäander) erhalten. Die Datierung seiner Verfüllung kann einen Altershinweis für das Ende der Terrassenbildung geben.

Beide Kartiermethoden, nahtrinnen- und niveaubezogene Kartierung, ermöglichen zunächst eine relative stratigraphische Untergliederung von Talböden. Häufig fehlen Altersbelege, die eine genauere relative oder absolute Datierung der kartierten Terrassenflächen ermöglichen. Bei der stratigraphischen Einstufung wurde generell das belegbare Mindestalter der Terrasse verwendet. Weitere Hinweise zur Abgrenzung und Alterseinstufung von Terrassen, Terrassenkörpern und fluviatilen Fazies geben z.B. SCHELLMANN (1994: 125ff.; ders. 2010) und SCHIRMER (u.a. 1983, SCHIRMER et al. 2005).

3.1 Unter- und Mittelpleistozän

Unter- und mittelpleistozäne Donauebungen sind die im zentralen und südlichen Blattgebiet großflächig verbreiteten Hochschotter, Älteren und Jüngeren Deckenschotter sowie die talwärts vorgelagerten Hochterrassenfluren. Die fluviatilen Fazien dieser Donauterrassen sind von mehreren Metern mächtigen Lößdeckschichten verhüllt und zudem von zahlreichen Dellentälchen und den größeren Seitentälern Pfatter, Langenerlinger und Gütinger Bach unterschiedlich intensiv zerschnitten.

3.1.1 Hochschotter (HS)

Unterpleistozän

Verebnungen des Hochschotters sind in einer Höhenlage von bis zu ca. 376 m ü. NN (ca. 45 m ü. Tal) lediglich am südwestlichen Blattrand südlich von Alteglofsheim erhalten. Dort bilden sie unmittelbar entlang des Anstiegs zum Niederbayerischen Hügelland eine schmale Terrassenleiste, die sich nach Südosten auf das südliche Nachbarblatt Aufhausen erstreckt und dort eine Breite von über einem Kilometer erreicht.

Mächtigkeit: Aus dem Blattgebiet liegen keine genauen Informationen über den Aufbau und die Mächtigkeit der Terrassenkiese und ihrer auflagernden Lößdeckschichten vor. Das Schichtenverzeichnis einer Bohrung (Kap. 6: B1), die auf dem südlichen Nachbarblatt Aufhausen im Bereich des Hochschotters SW von Triftling niedergebracht wurde, weist auf 4 m mächtige Terrassenkiese mit Oberkanten bei 352 m ü. NN und einer Basis bei 348 m ü. NN hin. Die Kiese sind dort von 5 m mächtigen feinklastischen Sedimenten (v.a. Lößlehmen) überdeckt (Beilage 2).

Lithologie und Fazies: Eine genauere fazielle und lithologische Ausprägung der Hochschotterablagerungen ist nicht bekannt.

Alter: Der Hochschotter ist die höchste und älteste im Blattgebiet erhaltene Donauterrasse und dürfte bereits im Altquartär deutlich vor dem Jaramillo-Event (vor mehr als 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren) entstanden sein (s.o.). Er ist jünger als die donauaufwärts bekannten Hochschottervorkommen und entspricht vermutlich kalkgeröllführenden Ältesten Deckenschottern, die von OSCHMANN (1958: 151) und TILLMANN (1977) in 352 bis 354 m ü. NN auf dem Nachbarblatt Bad Abbach bei Piesenkofen und Obertraubling beschrieben wurden.

3.1.2 Älterer Deckenschotter (ÄD)

Unterpleistozän

Der Älterer Deckenschotter (ÄD) setzt bei Alteglofsheim ein und erstreckt sich mit einer Breitenausdehnung von maximal 2,5 km über den südlichen und östlichen Blattrand hinaus bis zur Einmündung des Tals der Großen Laber, wo die ÄD-Terrassenflächen beider Täler zusammenfließen. Dieses Terrassenniveau wurde von HOMILIUS et al. (1983: 60) als „altpleistozäner Schotter“ und von LEGER (1988: 388) als



Bild 1: Dellental südlich von Langenerling, dass in den Älteren Deckenschotter (ÄD) etwa 10 m eingetieft ist (Photo: G. SCHELLMANN, April 2009).

„terrasse pre-Riss“ bzw. von LEGER (1965) als „niveau superieure“ bezeichnet und als prä-mindelzeitlich eingestuft.

Die von zahlreichen Dellentälchen (Bild 1) sowie vom Langenerlinger Bach stark zertalten Terrassenflächen besitzen im westlichen Blattgebiet eine Oberflächenerhebung von bis zu 367 m ü. NN (ca. 39 m ü. NT3), die zum östlichen Blattrand hin auf ca. 350 m ü. NN (ca. 32 m ü. NT3) abnimmt.

Mächtigkeit: Mächtigkeit und Tiefenlage des ÄD-Kieskörpers sind im Blattgebiet nur sehr unzureichend bekannt. In den vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen durchteufte eine Bohrung bei Köfering (Kap. 6: B2) den ÄD-Kieskörper (Beilage 1). Unter einer 11,5 m mächtigen Lößbedeckung wurde die Kiesoberkante in 346 m ü. NN und die Quartärbasis in 336,5 m ü. NN (ca. 8 m ü. NT3) erreicht. Zwei etwa 600 m weiter südlich am östlichen Ortsrand von Alteglofsheim niedergebrachte Bohrungen erreichten die Kiesoberkante in 348,5 bzw. 349,5 m ü. NN. Weitere Informationen liefern zwei Bohrungen, die nord- und südwestlich von Hellkofen (Blatt Aufhausen) abgeteuft wurden (Beilage 2). Sie erreichten unter einer 10,5 m bzw. 16 m mächtigen Lößdecke die Kiesoberkante bei 342,4 bzw. 349 m ü. NN sowie die Quartärbasis bei 333,4 bzw. 333 m ü. NN (ca. 6 m ü. NT3).

Lithologie und Fazies: Zur Fazies und lithologischen Ausprägung des ÄD liegen keine Informationen vor.

Alter: Der ÄD könnte von der Höhenlage seiner Kiesbasis in nur ca. 6 bis 8 m ü. NT3 (Tab. 1) zeitlich der von BRUNNACKER (1964; ders. 1982; BRUNNACKER et al. 1976) beschriebenen Stapelung fluviatiler Sedimente in der inzwischen aufgelassenen Ziegelei Strobel am Nordrand der Stadt Regensburg entsprechen, deren Basis ebenfalls

nur etwa 7 m über der Regenniederterrasse liegt. BRUNNACKER et al. (1982) konnten dort in den hangenden fluviatilen Sedimenten einen mehrfachen Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachweisen, die er dem Jaramillo-Event vor etwa 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren zuordnet. Geht man davon aus, dass die fluviatilen Ablagerungen in der Ziegelei Strobel nicht nachträglich durch lokale tektonische Absenkung in ihre relativ tiefe Talposition gebracht wurden, dann müsste der Ältere Deckenschotter (ÄD) in etwa zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

3.1.3 Hartinger Schichten

Älteres Mittelpleistozän

Bei den Hartinger Schichten handelt es sich um einen warmzeitlichen, mittelpleistozänen Sockelschotter, der im Areal des heutigen BMW-Werkes unmittelbar südlich von Regensburg-Harting und den dort Mitte der 1980'er Jahre bestehenden Baugruben aufgeschlossen war (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Dort unterlagern die Hartinger Schichten die nördlichen Areale der Älteren Hochterrasse, der „HT3“ *sensu* SCHELLMANN (1988). Bei der jüngstens erfolgten Neuaufnahme der talabwärts gelegenen Gradabteilungsblätter Geiselhöring und Straubing konnte diese älteste bisher bekannte mittelpleistozäne Tiefenrinne in der *prä*-quartären Talsohle auch in einigen Arealen der mittelpleistozänen Terrassenflächen des ÄHT, des JD2 und wahrscheinlich auch des JD1 nachgewiesen werden (SCHELLMANN et al. 2010).

Mächtigkeit: Am *locus typicus* liegt die Basis der drei bis maximal fünf Meter mächtigen fluviatilen und im Hangenden torfigen Sedimente der Hartinger Schichten in einer Tiefe von ca. 328,5 bis 330,5 m ü. NN (ca. -1/ +1 m u./ü. NT3-Oberfläche, Tab. 1) dem präquartären Sohlgestein (Großberger Sandstein oder Braunkohlentertiär) auf (Kap. 6: B3 und B4). Der Top der Serie reicht bis max. 334 m ü. NN (SCHELLMANN 1990: Tab. 16). Im Hangenden folgen etwa 2 bis 3 m mächtige Kiese der ÄHT und eine mehrere Meter mächtige früh- bis jungwürmzeitliche Lößdecke.

Lithologie: Die im Nordosten des BMW-Werkes auf etwa 300 m Länge aufgeschlossenen Hartinger Schichten (Bild 2 und Bild 3) zeigten nach SCHELLMANN (1988: 124) vom Top zur Basis folgenden lithologischen Aufbau:

- bereichsweise: 30 cm grauschwarze Mudden, kalkfrei
- 110-180 cm: Torfe mit Hölzern, kalkfrei
- 30-80 cm: Grobkies mit sehr mürben oder intensive Verwitterungskrusten aufweisenden Karbonatgeröllen
- ca. 50 cm: hellgraue Kiese aus überwiegend unverwitterten Weißjurakalken mit abschließendem graugelben und schwach kalkhaltigem Lehmschollenhorizont
- Basis: Braunkohlentertiär.

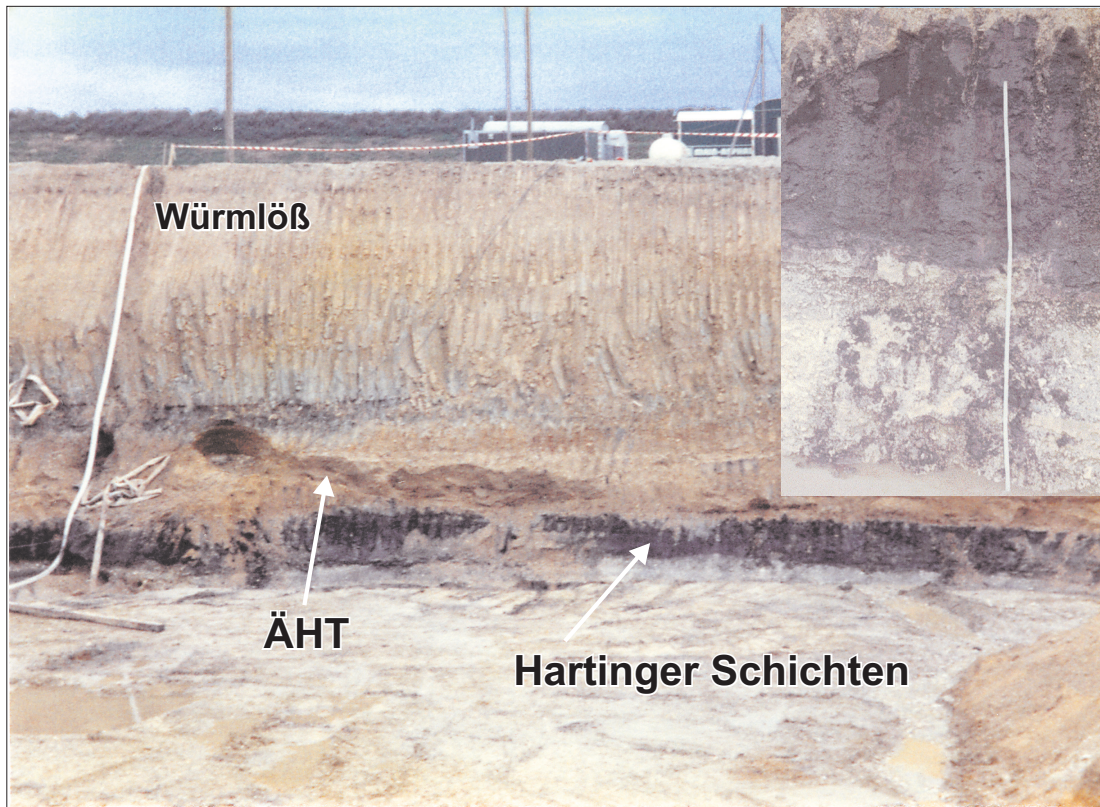


Bild 2: Übersicht zur Lage der mittel- bis altpleistozänen „Hartinger Schichten“, die in den 1984er Jahren beim Bau des BMW-Werkes südlich von Harting aufgeschlossen waren (Photo: G. SCHELLMANN 1984).

Nach pollenanalytischen Untersuchungen von GROSSE-BECKMANN (1993) besitzen die Torfe ein interglaziales Vegetationsbild. Neben *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Salix*, *Alnus* und *Corylus* sind auch Vertreter des Eichenmischwaldes wie u.a. *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* deutlich vorhanden, wobei er von wenigen wahrscheinlich *Pterocarya*-Pollen abgesehen keine Tertiärrelikte finden konnte. Insgesamt zeigt nach GROSSE-BECKMANN (1993: 96ff.) das pollenanalytische Bild die folgende in vier Phasen unterteilbare interglaziale Vegetationsentwicklung: eine Ältere *Pinus*-Zone mit *Pinus*-Gehalten von bis zu 97% aller Baumpollen ohne *Alnus*, eine EMW-Zone mit zu Beginn *Quercus*-*Pinus*-Dominanz und gefolgt von *Quercus*-*Corylus*-Dominanz mit zum Teil auffallend hohen *Picea*-Gehalten, eine *Carpinus*-Mischwald-Zone und eine abschließende Jüngere *Pinus*-Zone mit zum Teil hohen *Betula*-Gehalten.

Fazies: Es handelt sich um geschichtete fluviatile Kiese mit auflagernden interglazialen Randsenkentorfen.

Alter: Die Hartinger Schichten sind interglaziale Bildungen und älter als die im Raum Regensburg-Harting aufliegenden kaltzeitlichen Donauablagerungen der ÄHT. Donauabwärts im Raum Straubing gibt es Hinweise, dass sie älter als der JD2 sind und wahrscheinlich auch noch vor Aufschotterung des JD1 abgelagert wurden (SCHELLMANN et al. 2010).

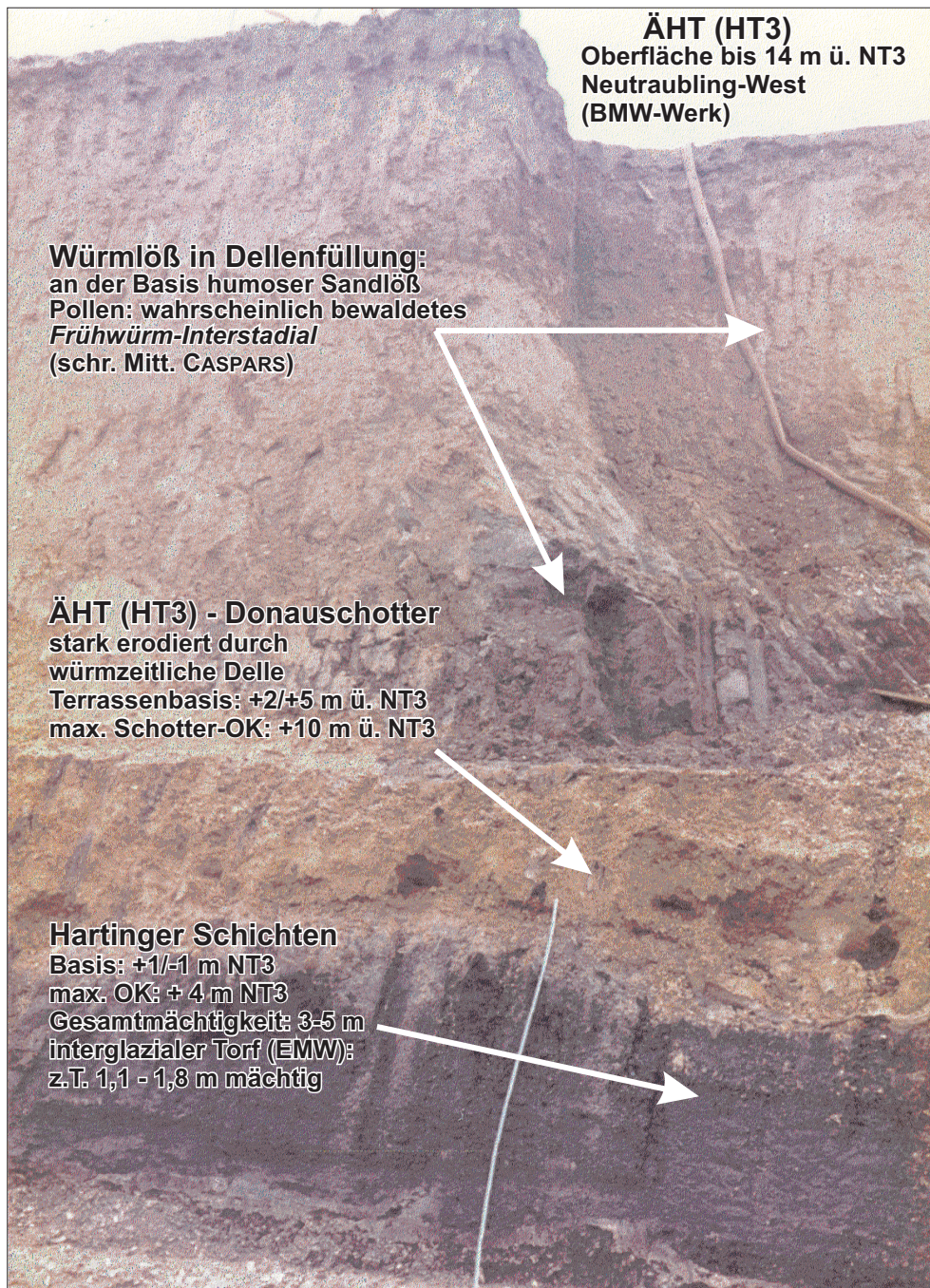


Bild 3: Detailaufnahme der mittel- bis altpleistozänen „Hartinger Schichten“ im Liegenden von Terrassenkiesen der Älteren Hochterrasse (ÄHT), die 1984 beim Bau des BMW-Werkes südlich von Harting aufgeschlossen waren (Photo: G. SCHELLMANN 1984).

3.1.4 Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1)

Mittelpleistozän

Der ältere der beiden Jüngeren Deckenschotter der Donau, der JD1, bildet eine bis zu 1,5 km breite und lößbedeckte Terrassenflur, die sich im südlichen Blattgebiet zwischen Köfering und südlich von Taimering erstreckt. Sie wurde erstmalig von LEGER (1965) als „*Trés haute terrasse*“ bzw. von WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) als „Jüngerer Deckenschotter (25 m Terrasse)“ kartiert. Westlich von Köfering besitzt der JD1 Oberflächenhöhen von bis zu 354 m ü. NN (ca. 24 m ü. NT3) und dacht talabwärts

bis auf etwa 348 m ü. NN ab (ca. 23 m ü. NT3) südlich von Taimering ab. Ebenso wie die älteren pleistozänen Donauterrassen im Blattgebiet besitzt auch der JD1 zahlreiche, teilweise mehrere Meter tief eingeschnittene Dellensysteme. Zwei größere Seitentäler, das Pfattertal mit dem einmündenden Wolkeringer Mühlbach bei Köfering und das Tal des Langenerlanger Baches queren und zerschneiden den JD1, wobei allerdings basale Bereiche des JD1-Kieskörpers mit hoher Wahrscheinlichkeit unter den wärmzeitlichen und holozänen Seitentalfüllungen hindurchziehen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten des JD1 sind nur unzureichend bekannt. Eine Brunnenbohrung, die im Talboden des Wolkeringer Mühlbaches bei Köfering niedergebracht wurde, hat unter 1,1 m mächtigen feinklastischen Deckschichten (Auelehme) einen 3,9 m mächtigen Kieskörper durchteuft, dessen basale Kiese in 337,1 m ü. NN miozänem Braunkohlentertiär aufliegen und wahrscheinlich einen JD1-Kieskörper darstellen. Talabwärts durchteuften zwei, etwa 1 km südlich von Aukofen niedergebrachte Brunnenbohrungen (u.a. Kap. 6: B5; siehe auch UNGER 1987) den JD1-Terrassenkörper. Über den 6,4 bis 7,5 m mächtigen JD1-Kieskörper liegt dort eine 3 bis 3,8 m mächtige Lößdecke. Die Kiesoberkante wurde in 336 bis 340 m ü. NN und die Kiesbasis in 330 bis 333 m ü. NN (ca. 3 bis 5 m ü. NT3) erreicht.

Im Raum südlich von Moosham ist nach den geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983: Profile 2) der JD1-Kieskörper etwa 10 bis 15 m mächtig und liegt dort in ca. 326 bis 328 m ü. NN dem miozänen Sohlgestein auf. Insgesamt ist davon auszugehen, dass JD1-Kieskörper im Talraum östlich von Köfering insgesamt eine tiefere Lage im Tal besitzt als der nach Süden angrenzende ÄD-Kieskörper und seine Basis bereits in einer ähnlichen Tiefenlage liegt wie die nach Norden angrenzende Ältere Hochterrasse (Beilage 2).

Lithologie und Fazies: Informationen zur Lithologie und fluvialen Fazies des JD1 liegen mangels Aufschlüssen nicht vor.

Alter: BRUNNACKER (1956: 14; ders. 1964: 154) und LEGER (1965: 159f.) stellen den Jüngeren Deckenschotter mindestens in die drittletzte Kaltzeit, weil in den Lößdeckschichten des JD1 bei Köfering zwei fossile interglaziale Parabraunerden erhalten waren. Diese Alterseinstufung erscheint aber deutlich zu jung, ist doch der JD1 älter als der JD2 und älter als die mindestens in der drittletzten Kaltzeit aufgeschotterte Ältere Hochterrasse (ÄHT). Daher ist eher davon auszugehen, dass der JD1 mindestens in der fünften Kaltzeit vor heute entstanden ist.

3.1.5 Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2)

Mittelpleistozän

Der Jüngere Deckenschotter 2 (JD2) ist als maximal 600 m breite Terrassenleiste bei und östlich von Köfering in einer Höhenlage von 342 bis 347 m ü. NN erhalten. Grö-

ßere Ausdehnungen besitzt der JD2 erst weiter talabwärts mit Einmündung des Gr. Labertales (SCHELLMANN et al. 2010).

Mächtigkeit: Mächtigkeiten und Tiefenlage des JD2-Terrassenkörpers sind weitgehend unbekannt. Nach dem Schichtenverzeichnis einer Bohrung bei Köfering (Kap. 6: B6) wurde die Basis des 6,4 m mächtigen JD2-Kieskörpers, der in dieser Position am Außenrand der JD2-Terrasse in sandiger Ausbildung vorliegt, in 333,6 m ü. NN erreicht. Die Quartärbasis des JD2 liegt damit wahrscheinlich in einem ähnlichen Niveau wie im Bereich der unmittelbar südlich angrenzenden JD1-Terrasse.

Lithologie und Fazies: Informationen zur Lithologie und fluvialen Fazies des JD2 liegen mangels Aufschlüssen nicht vor.

Alter: Der JD2 ist vermutlich eine Kaltzeit jünger als der JD1 und dürfte daher mindestens in der viertletzten Kaltzeit vor heute entstanden sein.

3.1.6 Ältere Hochterrasse (ÄHT)

Mittelpleistozän

Bereits MECKENSTOCK (1914: 43f.) bezeichnete die unmittelbar östlich von Regensburg zwischen der B15 und dem Niederbayerischen Hügelland sich erstreckende, lößbedeckte Terrassenfläche als „rißzeitliche Hochterrasse“. Von LEGER (1965) wurde dieses Hochterrassenniveau bis zum Engtaleintritt der Donau bei Pleinting kartiert. WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) nahmen eine erste Untergliederung des Hochterrassenniveaus vor. Beiderseits der Talmündung der Großen Laaber grenzten sie bei höhengleicher Schotterbasis ein vorgelagertes vier bis fünf Meter niedrigeres Terrassenniveau ab, das sie als „Erosionsterrasse“ bezeichneten. Von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) wurde das Hochterrassenniveau in drei mindestens rißkaltzeitliche Einzelterrassen, die HT1 bis HT3 (HT = Hochterrasse) untergliedert, wobei an der Basis der älteren HT3 bei Regensburg-Harting Reste eines interglazialen Donaulaufes erhalten waren, die er „Hartinger Schichten“ nannte. Im Rahmen der Neukartierung der Gradabteilungsblätter Pfatter, Münster, Geiselhöring und Straubing wurden die Terrassennamen der Hochterrassen HT1 bis HT3 umbenannt (SCHELLMANN et al. 2010). Die HT3 wird seitdem als Ältere Hochterrasse (ÄHT), die HT2 als Mittlere Hochterrasse (MHT) und die HT1 als Jüngere Hochterrasse (JHT) bezeichnet.

Mit einer morphologischen Erhebung der Terrassenoberflächen bei ca. 10/16 m ü. NT3, einer maximalen Kiesoberkante von bis zu 10 m ü. NT3 der Donau und einer Terrassenbasis in ca. 2 bis 6 m ü. NT3 ist die ÄHT die am höchsten im Tal gelegene Hochterrasse (Tab. 1). Dabei ist die ÄHT im südlichen Blattgebiet vom westlichen Blattrand bei Obertraubling (342 m ü. NN, ca. 12 m ü. NT3) bis zum östlichen Blattrand bei Taimering (337 m ü. NN, ca. 12 m ü. NT3) durchgehend erhalten, wenn auch in unterschiedlichen Breiten. Ausgedehnte Areale erstrecken sich vor allem zwischen

Obertraubling und Regensburg-Harting, der Typuslokalität für die ÄHT *sensu* SCHELLMANN (1988; ders. 1990), sowie weiter talabwärts im Raum Mangolding. Die ÄHT besitzt zahlreiche Dellentälchen und ist von den Seitentälern der Pfatter, des Langenerlinger und Gütinger Bachs stärker zerschnittenen.

Die kiesige Flussbettfazies der ÄHT erreicht maximale Höhenlagen von 335 bis 340 m ü. NN (ca. 5 bis 10 m ü. NT3) im Raum Obertraubling, 333 bis 336 m ü. NN (ca. 5 bis 8 m ü. NT3) im Raum Köfering – Mangolding sowie um 331 m ü. NN (ca. 6 m ü. NT3) am östlichen Blatttrand bei Oberehring. Sie ist von mächtigen Lößdeckschichten bedeckt und von kaltzeitlicher Abtragung überprägt.

Die ÄHT-Terrassenbasis, die zugleich auch die Quartärbasis ist, liegt im Raum Obertraubling südlich der Verbreitungsgrenze der Hartinger Schichten in der Regel in einer Tiefe von 333 bis 335 m ü. NN (ca. 3 bis 5 m ü. NT3) auf dem prä-quartären Sohlgestein (Großberger Sandstein, teilweise Braunkohlentertiär). Sie dacht weiter talabwärts auf ca. 329 bis 333 m ü. NN im Raum Köfering – Mangolding (ca. 2 bis 6 m ü. NT3) sowie auf 329 bis 331 m ü. NN im Raum Moosham – Oberehring (Kap. 6: B7) ab.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Lößdecke auf der ÄHT schwankt. Im Blattgebiet besitzt sie in der Regel Mächtigkeiten von 3 bis 5 m (Abb. 2), kann aber lokal, vor allem im Bereich stärker eingeschnittener Dellentälchen, deutlich reduziert sein. Der unterlagernde Kieskörper ist im Mittel nur 2 bis 5 m mächtig (Abb. 3), wobei größere Kiesmächtigkeiten außerhalb der Dellentälchen und im Verbreitungsgebiet der „Hartinger Schichten“ südlich von Regensburg-Harting auftreten.

Lithologie und Fazies: Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologisch-sedimentologischen Aufbau der ÄHT-Flussbettsedimente inklusive der aufliegenden Lößdeckschichten gewähren. Nach den bei SCHELLMANN (1988) publizierten Aufschlussbeschreibungen, die sich beim Bau des BMW-Werkes südlich von

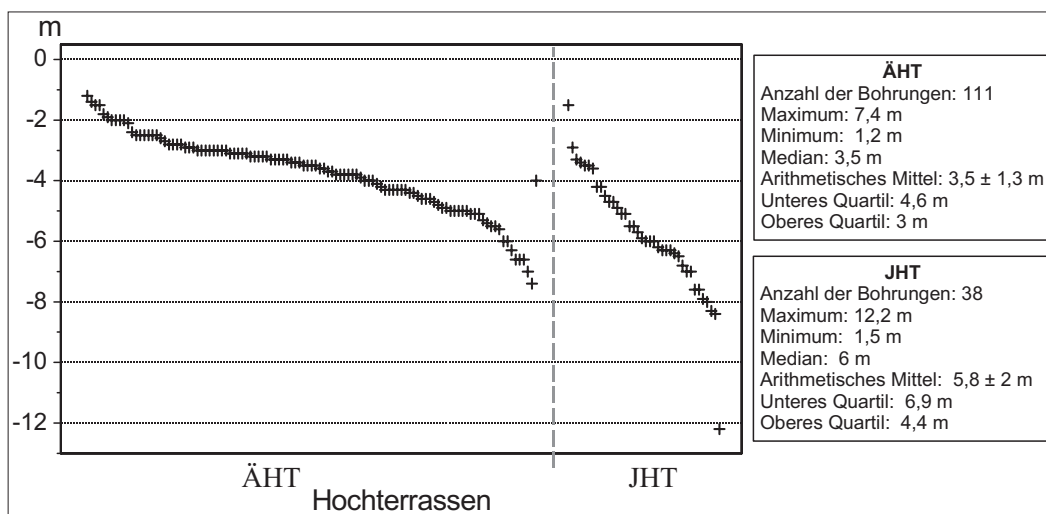


Abb. 2: Mächtigkeiten der Lößdeckschichten (m) unter Geländeoberfläche auf der Älteren und der Jüngeren Hochterrasse der Donau (ÄHT, JHT) auf Blatt 7039 Mintraching zusammengestellt nach Schichtverzeichnissen von Bohrungen.

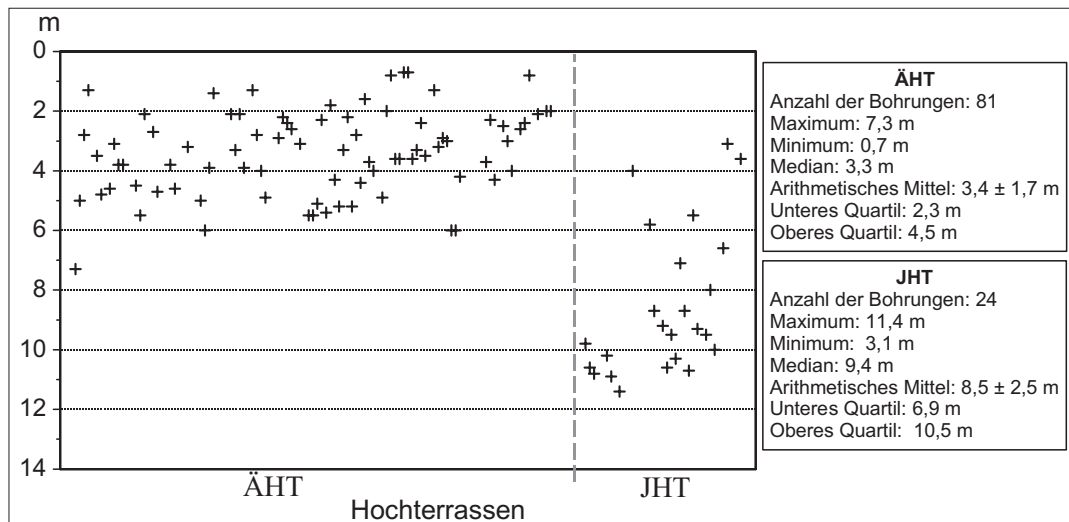


Abb. 3: Mächtigkeit des Kieskörpers (m) im Bereich der Älteren und Jüngerer Hochterrasse auf Blatt 7039 Mintraching zusammengestellt nach Schichtverzeichnissen von Bohrungen.

Regensburg-Harting in den 1980er Jahren ergaben, ist der im nördlichen Bereich des Aufschlusses nur 2 m mächtige und horizontal geschichtete („V-Schotter“ *sensu* SCHIRMER 1983) ÄHT-Kieskörper ein typischer, zahlreiche Malmkalke führender Donaukies mit einer basalen Blocklage aus Blöcken und Lehmschollen von bis zu 50 cm Durchmesser.

Im südlichen Aufschlussareal war am Top des Kieskörpers der bis zu 1,20 m mächtige, dunkelrotbraune Bt-Horizont einer interglazialen Schotterparabraunerde ausgebildet (Bild 4). In dem bis zu 6 m mächtigen Würmlöß sind nach SCHELLMANN (1988; ders. 1990) bis zu fünf Lößrhythmen erhalten. Sie entstanden im Zeitraum



Bild 4: Fossiler interglazialer Bt-Horizont einer „Schotterparabraunerde“ auf Flusskiesen der Älteren Hochterrasse (ÄHT) im Bereich des BMW-Geländes südwestlich von Neutraubling (Photo: G. SCHELLMANN 1984).

Frühwürm bis ausgehendes Hochglazial und spiegeln den Wechsel von Zeiten vorherrschender Dellenausräumung mit Perioden dominierender Lößakkumulation und Ruhephasen mit kaltzeitlicher Bodenbildung (Nassböden, Verbraunungszonen, z.T. Torfe) wider.

Alter: Die Aufschotterung der ÄHT erfolgte mindestens in der vorletzten Kaltzeit. Darauf verweist die Würmlößbedeckung und die am Top der ÄHT-Schotter erhaltene interglazialer Parabraunerdebildung. Lehmgruben auf der ÄHT südlich von Straubing-Alburg erschlossen nach SCHELLMANN et al. (2010) unter einer letztinterglazialen Pseudogley-Parabraunerde einen mindestens vorletzt-kaltzeitlichen Löß. Berücksichtigt man noch die stratigraphische Position der ÄHT im Donautal, als älteste von drei Hochterrassen, dann ist mit hoher Wahrscheinlichkeit davon auszugehen, dass der ÄHT-Kieskörper bereits in der dritten Kaltzeit vor heute abgelagert wurde.

3.1.7 Jüngere Hochterrasse (JHT)

Mittelpleistozän

Im Gegensatz zur weiten Verbreitung der ÄHT, fehlen im Blattgebiet Terrassenflächen der Mittleren Hochterrasse. Zur ihrer Verbreitung sei auf SCHELLMANN et al. (2010) verwiesen. Erst die Jüngere Hochterrasse (JHT) ist mit einer Breitenausdehnung von bis zu 1,2 km zwischen dem östlichen Ortsrand von Regensburg-Harting in ca. 336 m Höhe ü. NN. (ca. 6 m ü. NT3) und Niedertraubling in ca. 340 m ü. NN (ca. 10 m ü. NT3) erhalten. Die JHT entspricht der von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) im Raum Regensburg-Harting und talabwärts bei Münster beschriebenen HT1 der Donau.

Weniger die Höhenlage ihrer Terrassenoberfläche als vielmehr die tiefe Lage ihrer Flussbetsedimente heben die JHT signifikant von allen älteren pleistozänen Donau-terrassen ab. So besitzt die kiesige Flussbettfazies lediglich eine maximale Höhenlage von 2 bis 4 m ü. NT3 der Donau, wohingegen die Terrassenbasis, die unmittelbar der präquartären Talsohle auflagert (SCHELLMANN 1988; ders. 1990), etwa 7 bis 9 m unter das NT3-Oberflächenniveau hinabreicht (Tab. 1).

Entsprechende Terrassenkennwerte treffen auch für die JHT-Fläche zwischen Regensburg-Harting und Neutraubling zu. Unter einer in der Regel 4 bis 7 m mächtigen Würmlößdecke liegt die JHT-Kiesoberkante maximal in einer Höhenlage von 332 bis 334 m ü. NN (ca. 2 bis 4 m ü. NT3). Die Terrassenbasis liegt dort in einer Tiefe von 321 bis 323 m ü. NN (ca. -7 bis -9 m u. NT3) der prä-quartären Talsohle (Braunkohlen-tertiär oder Oberkreide) auf (Kap. 6: B8).

Die im Vergleich zur ÄHT insgesamt tiefere Oberflächenlage des JHT-Kieskörpers wird häufig durch eine mächtigere Lößauflage (Abb. 2) ausgeglichen, so dass die Oberflächen beider Terrassen oft in ähnlicher Höhenlage liegen und dann morphostratigraphisch kaum zu trennen sind.

Die Basis der JHT liegt nicht nur tiefer als die Quartärbasis im Bereich der älteren pleistozänen Terrassen, sie liegt auch tiefer als die Terrassenbasen der nachfolgenden Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2) und der beiden älteren Niederterrassen (NT1, NT2). Daher bildet die JHT-Basis im Bereich dieser Terrassenfluren eine „JHT-Tiefenrinne“ in der prä-quartären Talsohle des oberpleistozänen Donautales („HT1-Tiefenrinne“ *sensu* SCHELLMANN 1988, ders. 1990). Entsprechend tiefe Lagen der Quartärbasis weisen daraufhin, dass sich die JHT-Tiefenrinne im Blattgebiet im Bereich der NT1- und NT2-Terrassenflächen von Neutraubling über den Guggenberger See nach Gengkofen und Leiterkofen bis nach Eltheim erstreckt (Beilagen 4a und 4b).

Mächtigkeit: Der JHT-Kieskörper besitzt in der Regel Mächtigkeiten von 7 bis 11 m, wodurch er sich deutlich von der ÄHT abhebt (Abb. 3).

Lithologie und Fazies: Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblicke in den lithologisch-sedimentologischen Aufbau der JHT gewähren. Nach den bei SCHELLMANN (1988) publizierten Aufschlussbeschreibungen am östlichen Ortsausgang von Regensburg-Harting besitzt der bis zu 12 m mächtige JHT-Kieskörper eine ausgeprägte Horizontal- und schwache Trogichtung wie sie für *braided river*-Ablagerungen typisch sind (Bild 5 und Bild 6; Abb. 5). Über den Braunkohlelagen führenden graublauen Tonen des Braunkohletertiärs in ca. 322 m ü. NN folgten zunächst die 0,5 bis 1 m mächtige JHT-Basisblocklage mit einzelnen kantengerundeten kubikmetergroßen Malmkalkblöcken sowie die bis zu 11 m mächtige, stark mittel- bis grobsandige JHT-Flussbettfazies.

Dabei wechselten innerhalb der vertikal akkumulierten Flussbettsedimente Sandgehalte und petrographische Zusammensetzung der Kiese. Während die liegende, ca. 8 m mächtige Kiesserie sehr sandreich und zahlreiche Malmkalke, also Lokalschotter aus dem donauaufwärts anstehenden Fränkischen Jura führte, dominierten in der Grobkiesfraktion der hangenden, bis zu 4 m mächtigen sandarmen Kiesserie dunkelgraue und blaugraue kalkalpine Gerölle bei stark verringertem Malmkalkanteil (SCHELLMANN 1988: 122ff.). Diese Aufeinanderfolge zweier petrographisch unterschiedlicher Schüttungsfazies könnte Ausdruck des Wechsels hochglazialer Bedingungen mit hohem lokalem Schutteintrag in die Donau zu spätglazialen Sedimentationsbedingungen mit verringerten Schutteinträgen aus den Jura-Einzugsgebieten sein. Am Top des Kieskörpers war zudem der bis zu 1,2 m mächtige Unterboden einer interglazialen, wahrscheinlich Eem-zeitlichen Schotter-Parabraunerde unter diskordant aufliegender Würmlößdecke erhalten.

Alter: Das Alter der JHT ist nicht zuletzt wegen der beobachteten interglazialen Bodenbildung auf den Terrassenkiesen und der Überlagerung durch mächtige Würmlösse mindestens in die vorletzte Kaltzeit (Riß) zu stellen.

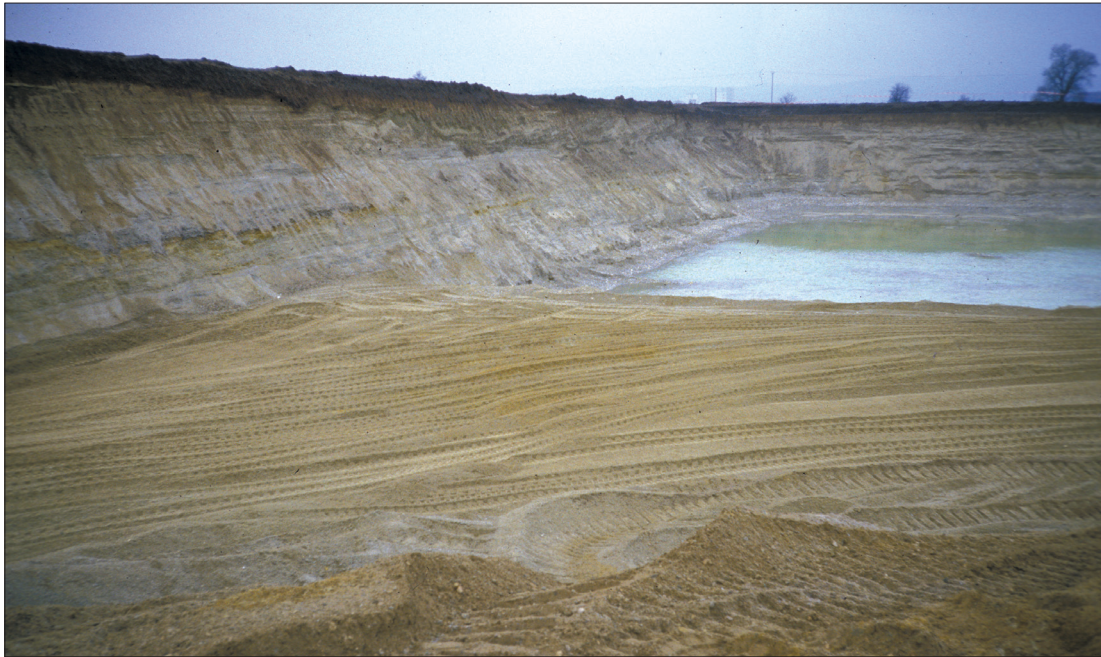


Bild 5: Horizontal- und troggeschichteter JHT-Terrassenkörper an der Terrassengrenze zwischen Jüngerer Hochterrasse (JHT) und Hauptniederterrasse (NT1) östlich von Regensburg-Harting. In der Bildmitte ist der diskordant aufliegende NT1-Terrassenkörper zu sehen, der etwas dunkler ist und nach Norden (Blickrichtung) an Mächtigkeit zunimmt. Die heute verfüllte Kiesgrube war 1985/86 für einige Monate aufgeschlossen (Details in SCHELLMANN 1990) (Photo: G. SCHELLMANN 1985).



Bild 6:
Horizontal- und troggeschichteter JHT-Terrassenkörper östlich von Regensburg-Harting. Der hangende, dunkelgraue JHT-Kieskörper ist im Gegensatz zum sandreicheren liegenden JHT-Kieskörper arm an Malmkalken, woraus seine dunklere Farbe resultiert Photo: G. SCHELLMANN 1985).

3.2 Oberpleistozän

3.2.1 Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2)

Früh- und Mittelwürm

Die wahrscheinlich ältesten Donauterrassen der Würm-Kaltzeit (bezüglich verwandter Beispiele aus anderen deutschen Tälern siehe SCHELLMANN 1994: 129) bilden die am äußeren Rand der Niederterrassenfluren zwischen Neutraubling-Lerchenfeld und Taimering fast durchgehend erhaltenen, von Löß bzw. Sandlöß bedeckten Übergangsterrassen (ÜT1 und ÜT2). Deren Oberflächen liegen, abgesehen von der ungewöhnlich hohen Oberflächenerhebung der ÜT1 bei Moosham, nur 1 bis 3 m über dem Niveau der Hauptniederterrasse 1 (NT1), aber deutlich unter den Erhebungen der mittelpleistozänen Hochterrassenfluren. Insofern besitzen diese Übergangsterrassen eine morphologisch vermittelnde Stellung zwischen den lößfreien Niederterrassen des Talbodens und den zum Talrand hin angrenzenden, in der Regel lößbedeckten Hochterrassen.

Untereinander sind die Übergangsterrassen (Tab. 1) wegen ihrer Ähnlichkeit in den Höhenlagen der Terrassenoberflächen (ca. 3 bis 5 m ü. NT3), in den Deckschichtenmächtigkeiten (ca. 1 bis 4 m ü. NT3) sowie in den maximalen Höhenlagen der Kiesoberkanten (ca. 2 bis 4 m ü. NT3) nur dort unterscheidbar, wo beide Übergangsterrassen im räumlichen Nebeneinander erhalten sind. Dies ist bei Taimering und bei Moosham der Fall. Dagegen ist die stratigraphische Einstufung der bis zu 2 km breiten Übergangsterrassenfläche zwischen Neutraubling-Lerchenfeld und Mintraching als ÜT1 unsicher. Sie könnte auch eine ÜT2 sein.

Die Oberkante des fluviatilen Akkumulationsniveaus (= Kiesoberkante) beider Übergangsterrassen liegt im Blattgebiet deutlich tiefer als die Oberkanten der Hochterrassenkiese, aber nicht signifikant höher über dem der angrenzenden Niederterrassenfluren. Zum Beispiel ist die lößbedeckte Oberfläche der ÜT1 südlich von Neutraubling-Birkenfeld (334 bis 335 m ü. NN) etwa 1 bis 2 m höher als die nördlich angrenzende NT1 (ca. 333 m ü. NN). Die Oberkanten der kiesigen Flussbettfazies beider Terrassen liegen dagegen in einer ähnlichen Höhenlage bei ca. 332 bis 333 m ü. NN. Nur die Lößbedeckung auf der ÜT1 erzeugt hier den Höhenunterschied. Ähnliches gilt für die ÜT1 bei Mintraching und auch für die ÜT2 bei Taimering.

Daher ist es nicht erstaunlich, dass die Übergangsterrassen von früheren Bearbeitern der Donauterrassen im Straubinger Becker entweder als Schwemmlöß bzw. mit Schwemmlehm bedeckte Niederterrasse (LEGER 1965; HOMILIUS et al. 1983, BRUNNACKER 1956) oder als Deckniveau der Niederterrasse (BUCH 1988) oder als rißzeitliche Erosionsterrasse (HOMILIUS et al. 1983) abgegrenzt wurden. Häufig wurden sie aber auch ohne weitere räumliche Separierung der Niederterrasse zugeordnet.

Mächtigkeit: Nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen liegt die Basis des ÜT1-Kieskörpers südlich von Neutraubling-Birkenfeld in einer Tiefe von 324 m ü. NN (ca. -4

m u. NT3) und bei Mintraching in einer Tiefe von 324 bis 325 m ü. NN (ca. -5 bis -6 m u. NT3) auf dem tertiärem Sohlgestein. Sie liegt damit in einer Tiefenlage, wie sie von SCHELLMANN (1988: 135ff.) nach Aufschlussbeobachtungen bei Regenburg-Harting für die Tiefenlage der ÜT-Terrassenbasis postuliert wurde (Abb. 6).

Im Bereich der ÜT1 zwischen Neutraubling-Birkenfeld und Mintraching sind unter einer etwa 2 bis 3 m mächtigen Würmlößdecke etwa 5 bis 8 m, selten über 9 m mächtige Donaukiese verbreitet (Kap. 6: B9). Für die weiter talabwärts erhaltenen ÜT1- und ÜT2-Terrassenflächen sind ähnliche Kiesmächtigkeiten zu erwarten.

Lithologie und Fazies: Aufgrund des Fehlens entsprechender Aufschlüsse liegen keine Informationen über die lithologische und Fazielle Ausprägung der Terrassenkiese vor. Die teilweise bis zu 3 m mächtige Würmlößdecke ist wegen der nahen Lage zum würmzeitlichen Auswehungsgebiet sehr feinsandreich (Sandlöß). Im Raum Lerchenfeld befinden sich entlang der ÜT1-Terrassenstirn zur nördlich angrenzenden NT1 mehrere bis zu 1 m hohe Sandlößdünen, die allerdings durch die intensive ackerbauliche Nutzung bereits stark eingeebnet worden sind.

Alter: Von BUCH & ZÖLLER (1990) wurde die Basis der Lößbedeckung auf der ÜT1 bei Lerchenfeld mit Hilfe der thermisch induzierten Lumineszens (TL)-Methode auf $25,4 \pm 2,4$ ka und $24,1 \pm 2,4$ ka BP datiert. Es ist davon auszugehen, dass wegen ihrer morphostratigraphischen Lage im Tal beide Übergangsterrassen mindestens im Früh- bis Mittelwürm vor dem Denekamp-Interstadial entstanden sind. Ein rißkaltzeitliches Bildungsalter einer der beiden Übergangsterrassen kann nicht ausgeschlossen werden, nur wurden bisher keine Hinweise wie zum Beispiel eine fossile interglaziale Bodenbildung auf den Terrassenkiesen gefunden.

3.2.2 Niederterrassen (NT1, NT2, NT3)

Oberwürm bis Ende Jüngere Tundrenzeit

Im Blattgebiet sind bis zu drei unterschiedlich hohe würmzeitliche Niederterrassen (NT1 bis NT3) erhalten, die sich von allen anderen Terrassen durch ihre Höhenlage von etwa 2 bis 5 m über der Donauaue und durch das Fehlen einer Löß- und flächenhaften Auensedimentbedeckung deutlich unterscheiden. Sie nehmen über 42% des Kartenblattes ein, wobei die NT1 allein schon fast 35% der Blattfläche ausfüllt. NT1-Terrassenflächen erstrecken sich mit einem mittleren Oberflächengefälle von 0,35‰ vom westlichen Blattrand in ca. 333 m ü. NN über Neutraubling und Giffa bis zum östlichen Blattrand in ca. 328 m ü. NN, wo sie zwischen Geisling (Blatt Pfatter) und Sengkofen eine maximale Breite von bis zu 6 km erreichen. Eine deutlich geringe Flächenausdehnung besitzt die NT2. Dennoch sind ihre Terrassenflächen durchgängig am nördlichen Blattrand von Barbing in 330 m ü. NN (Blatt Donaustauf) bis nach Eltheim, wo sie eine Höhenlage um 327 m ü. NN und eine Breite von über 2 km besitzt. Dagegen ist die NT3 im Blattgebiet nur als schmaler Terrassenstreifen in der

nordöstlichen Blattecke verbreitet, ist aber auf dem nördlich anschließenden Gradabteilungsblatt Donaustauf in größerer Ausdehnung erhalten (Abb. 4).

Alle drei Niederterrassen wurden von einem weit verzweigten, breitbettigen Donaulauf („*braided river*“) geschaffen. Daraus resultiert:

1. die häufig mehrere Kilometer breite Ausdehnung der heute noch erhaltenen Terrassenflächen (Abb. 4), die von zahlreichen, meist wenig verfüllten Paläo-Flussarmen durchzogen werden;
2. das weitgehende Fehlen mächtigerer Auensedimentdecken, so dass häufig die sandige und kiesige Flussbettfazies bis an die Terrassenoberfläche reicht, wobei allerdings die NT2-Flussbettsedimente im Raum östlich von Barbing bzw. die der NT1 kleinräumig im Bereich des Mintrachinger Holzes und nördlich der Tiefenbrunnenau von spätglazialen Flugsanden (s.u.) bedeckt sind;
3. die Horizontal- und Trogichtung der Flussbettsedimente (Bild 7, Abb. 5), wobei vereinzelt syngenetische Kryoturbationen und Driftblöcke auf kaltzeitliche Ablagerungsbedingungen hinweisen. Kiesgruben mit entsprechendem Schichtungsbild existierten während der Geländeaufnahmen im Blattgebiet nur noch auf der NT1 östlich von Neutraubling und bei Leiterkofen (Kap. 5). Bezüglich entsprechender Aufschlussbeschreibungen aus dem Blattgebiet sei daher auf SCHELLMANN (1988; ders. 1990) sowie BUCH (1988) verwiesen.

Die NT3 besitzt gegenüber der NT1 eine ca. 2 bis 3 m und der NT2 eine ca. 1 m tiefergelegenen Oberfläche (Abb. 6) und erreicht gerade noch eine hochwasserfreie Höhenlage von ein bis zwei Meter über der Donauaue. Zudem ist sie durch ihre deutlich tiefere Quartär- bzw. Terrassenbasis bei -6 bis -9 m u. NT3 von den älteren Niederterrassen deutlich markant abgesetzt (Tab. 1; Beilage 1 und Beilage 2). Diese tiefliegende NT3-Erosionsbasis entstand nach Aufschotterung der NT2 im frühen Spätglazial vor etwa 14.000 ¹⁴C-Jahren und lässt sich bis unterhalb von Straubing, wahrscheinlich bis weit unterhalb der Isarmündung nachweisen (SCHELLMANN 1990; ders. 2010).

Während auf den Terrassenflächen der NT2 und seltener auf denen der NT1 Flugsanddecken mit Mächtigkeiten von im Mittel 0,6 bis 1 m verbreitet sind, fehlen sie in den NT3-Arealen. Im Holozän entwickelten sich auf allen drei Niederterrassen außerhalb der durch stark humose bis anmoorige Böden geprägten Flussrinnen- und Randsenkenbereiche rötlichbraune Schotter-Parabraunerden.

Mächtigkeit: Generell schwanken die Kiesmächtigkeiten im Bereich der NT1- und NT2-Flächen erheblich (Abb. 7). Extrem hohe Kiesmächtigkeiten von mehr als 8 m sind ebenso verbreitet wie geringe Mächtigkeiten von unter 4 m. Da die NT1- und wahrscheinlich auch die NT2-Terrassenbasis nach Aufschlussbeobachtungen auf der NT1 im Raum Regensburg-Harting und Neutraubling in einer Tiefe von maximal 4

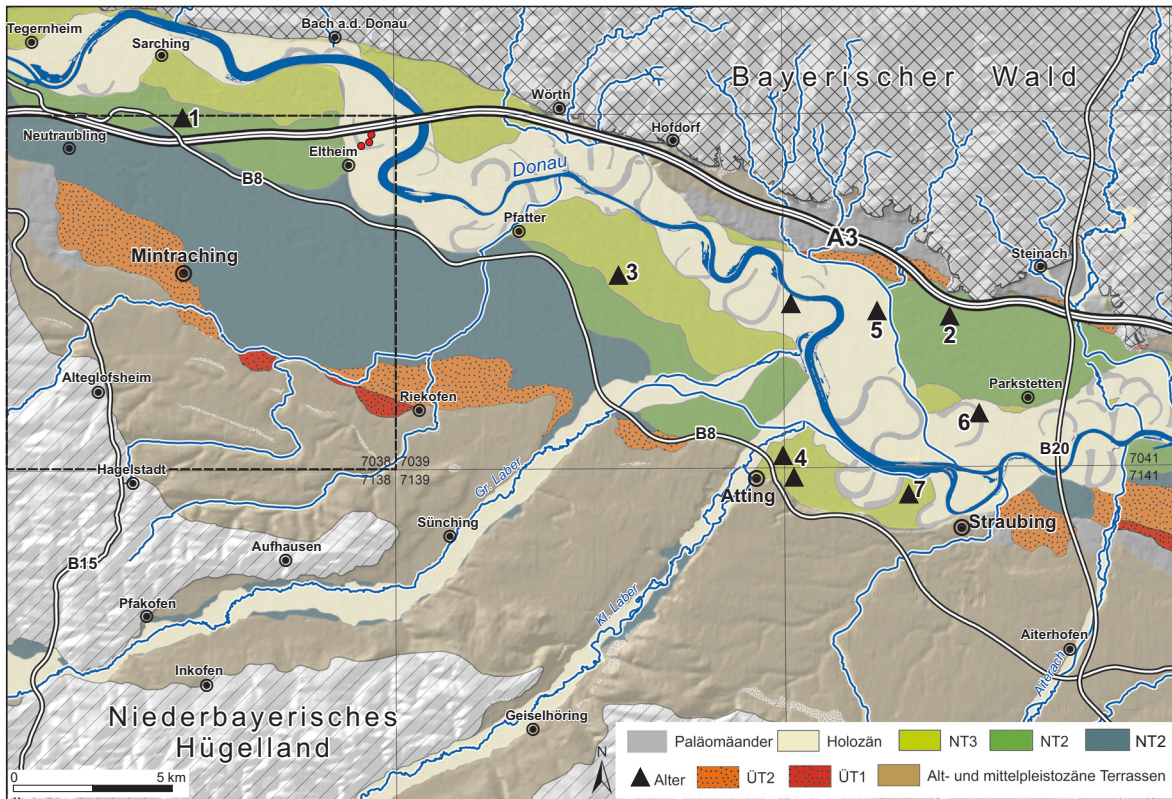


Abb. 4: Niederterrassenflächen (NT1 bis NT3) im Donautal zwischen Barbing und Schönach mit Lage wichtiger Altersbelege (Kartengrundlage: Hillshade aus LiDAR DGM (3 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

bis 6 m (u.a. Abb. 5) unter der Oberfläche liegt, sind höhere Kiesmächtigkeiten nur dort verbreitet, wo bereits zuvor der *prä*-quartäre Talboden von der Donau ausgeräumt und mit Donaukiesen bedeckt wurde. Das fand erstmalig mit der Ausbildung der Jüngeren Hochterrasse (JHT) statt (Abb. 6; s.o.) und wurde wahrscheinlich mit Bildung der Übergangsterrassen fortgeführt. Die Folge dieser variierenden, tendenziell abnehmenden Tiefenlagen der Donaubettsohle im Zeitraum JHT bis NT2 ist eine



Bild 7: Horizontal-geschichteter, im mittleren und basalen Bereich auch schwach troggeschichteter Terrassenkörper der NT1 bei Regensburg-Harting (Photo: G. SCHELLMANN 1984).

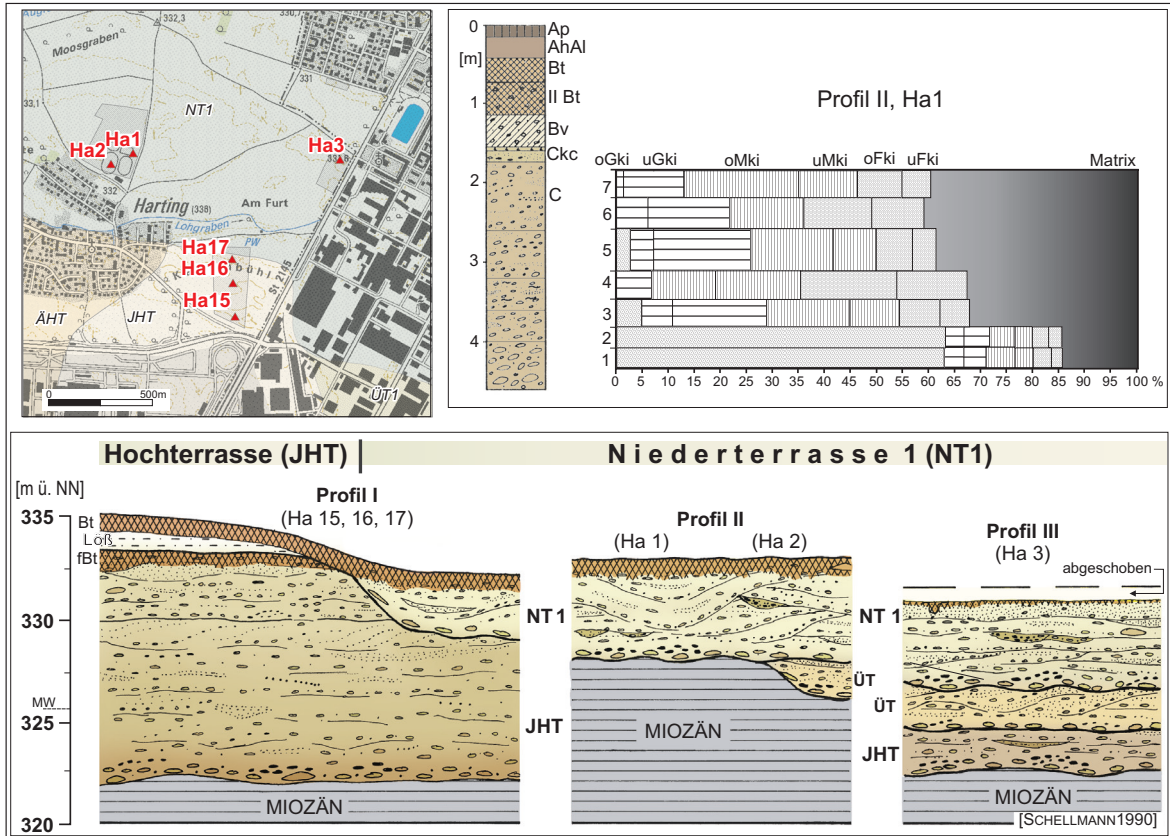


Abb. 5: Aufbau des NT1-Terrassenkörpers im Raum Regensburg-Harting. Westlich von Harting (Aufschluss Profil II, Ha 1) liegt die basale Blocklage des NT1-Kieskörpers direkt auf Braunkohlentertiär. Nordwestlich (Aufschluss Profil II, Ha 2) und östlich von Harting (Aufschluss Profil I und III) liegt er auf den erodierten Sockelschotter der Übergangsterrasse (ÜT2 ?) und der jüngeren Hochterrasse (JHT) (Profilbeschreibungen in SCHELLMANN 1988; ders. 1990; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

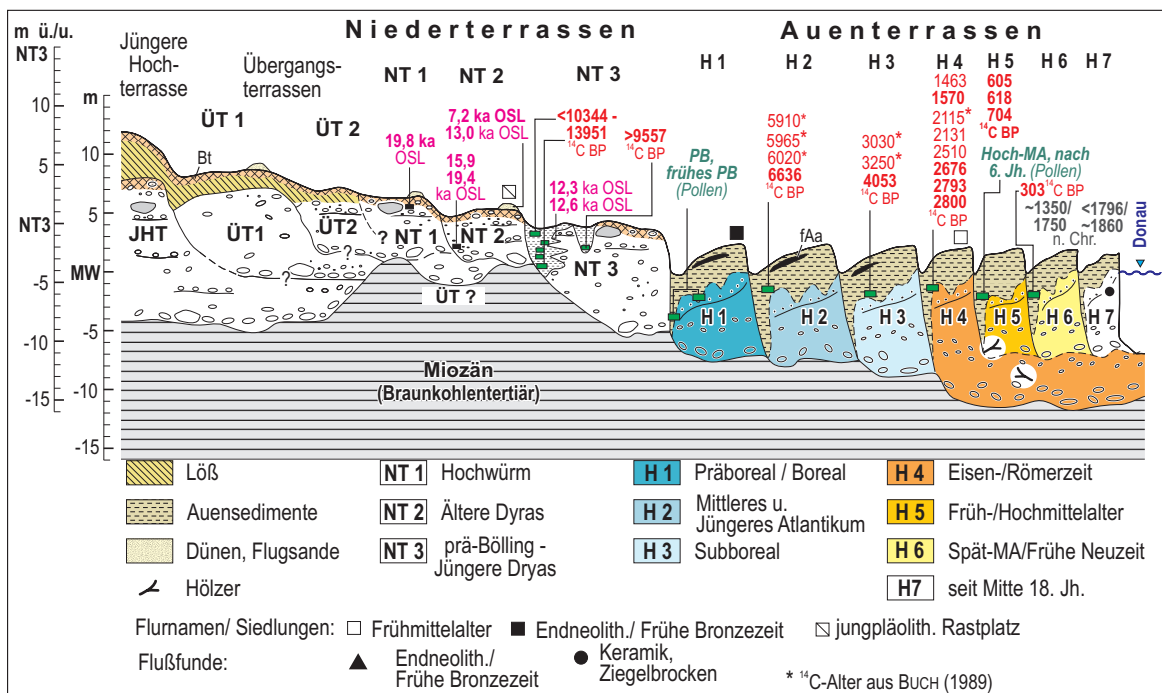


Abb. 6: Schematischer Terrassenquerschnitt zur geologischen Lagerung der jungpleistozänen Terrassen im Donautal zwischen Regensburg-Harting und Straubing mit den bisher aus diesem Talabschnitt vorliegenden Altersbelegen (Details in SCHELLMANN 2010).

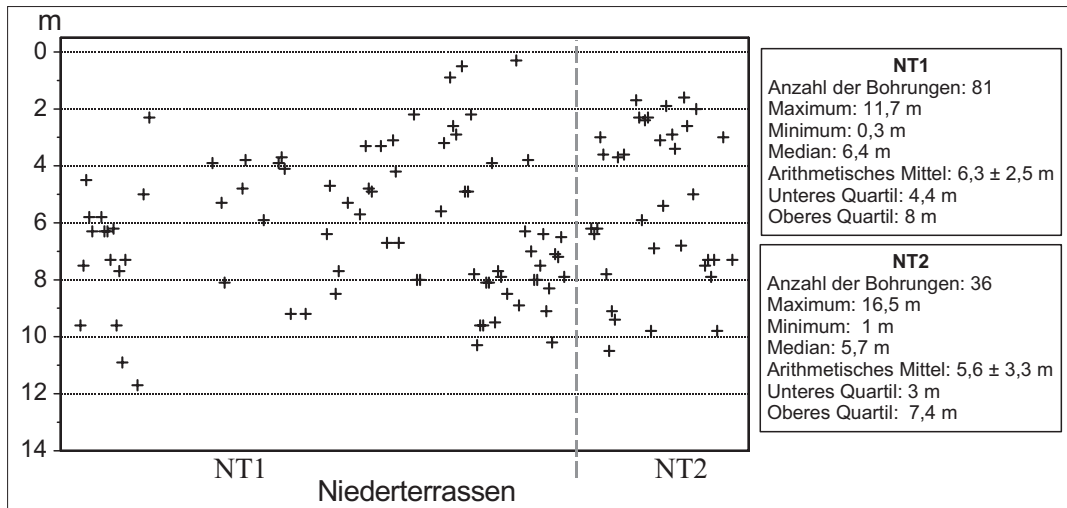


Abb. 7: Mächtigkeit des Keskörpers (m) im Bereich der Niederterrassen NT1 und NT2 der Donau auf Blatt 7039 Mintraching zusammengestellt nach Schichtverzeichnissen von Bohrungen.

Stapelung unterschiedlich alter Keskörper im NT1- und NT2-Verbreitungsgebiet. Nur dort, wo das miozäne Sohlgestein weniger stark ausgeräumt wurde, liegen die relativ geringmächtigen Terrassenkörper der beiden Niederterrassen direkt der prä-quartären Talsohle auf (Abb. 6, u.a. SCHELLMANN 1988; ders. 1990).

Es ist davon auszugehen, dass vor allem Sockelschotter der JHT im Blattgebiet die Niederterrassenkörper der NT1 und NT2 im Talraum beiderseits einer Linie Barbing – Neutraubling – Guggenberger See – Roith – Eltheim N unterlagern. Dadurch werden die dort ungewöhnlich tiefe Lage der Quartärbasis und die hohen Keskmächtigkeiten im NT1 und NT2-Areal von 8 bis über 10 m verständlich (Kap. 6: B10 und B11; Beilagen 1 und 2; Abb. 9 und Abb. 10). Außerhalb dieser „JHT-Tiefenrinne“ im miozänen Sohlgestein besitzen NT1 und NT2 oft nur Keskmächtigkeiten von 2 bis 6 m. Eine solche Zone geringer Keskmächtigkeiten bzw. hochliegender Quartärbasen verläuft in annähernder West-Ost-Erstreckung von der BAB-Abfahrt Rosenhof bis nördlich von Eltheim (Abb. 9 und Abb. 10; Kap. 6: B12). Dort besitzen die NT2-Terrassenkiese lediglich Mächtigkeiten von 2 bis 5 m, wobei sich Quartär- und Terrassenbasis weitgehend entsprechen dürften. Erst nördlich dieses langgestreckten, annähernd W-E verlaufenden Rücken an der Quartärbasis liegt im Verbreitungsgebiet der NT3 die Tiefenlage der Quartärbasis erneut deutlich tiefer und zwar häufig bei 320 bis 322 m ü. NN bzw. -6 bis -9 m unter NT3-Oberfläche (Tab. 1). Damit liegt die NT3-Quartär- bzw. Terrassenbasis in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der JHT. Die reinen Keskmächtigkeiten (ohne feinklastische Auflagen) betragen im NT3-Areal auf dem angrenzenden Nachbarblatt Donaustauf im Durchschnitt 6 bis 8 m, im NT3-Areal im Blattgebiet dürften sie bei etwa 5 bis 6 m liegen.

Lithologie und Fazies: Der fluviatile Terrassenkörper der NT1 und auch die oberhalb des Grundwasserspiegels einsehbaren Terrassenkörper der NT2 und NT3 entsprechen

in ihrem sedimentologischen Erscheinungsbild mit einer ausgeprägten Horizontal-, teilweise auch leichter Trog-schichtung sowie dem intensiven lateralen und vertikalen Wechsel von stärker grobkiesigen und stärker feinkiesigen Schotterlagen unter Einschaltung von Sandlinsen dem Ablagerungsmilieu kaltzeitlich extrem verwilderter und frachtüberladener Flüsse („braided river“).

Dabei besitzt zumindest die NT1 nach Aufschlussbeobachtungen im Raum Regensburg-Harting (Abb. 5) eine bis zu 60 cm mächtige matrixarme Basisblocklage mit Blockanteilen von mehr als 60 Gew.% und einer durchschnittlichen Blockgröße von 20 cm, wobei zahlreiche Blöcke Durchmesser bis 30 cm besitzen. Wiederholt treten nicht nur an der Basis, sondern auch im hangenden Kieskörper bis nahe der Oberfläche kubikmetergroße Malmkalkblöcke aus dem Fränkischen Jura auf, seltener sind entsprechend große Blöcke aus Granit oder Gneis aus dem Bayerischen Wald. Der hangende fein- bis grobkiesige Kieskörper hat hohe Sandanteile (im Mittel 30 bis 40 Gew.% Sand) (SCHELLMANN 1988), wobei vor allem bei der NT2 in den oberen ein bis zwei Metern dezimetermächtige Sandlagen gehäuft auftreten (u.a. Kap. 5: Aufschluss A2 Leiterkofen).

Im Geröllspektrum sind neben Radiolariten und kalkalpinen Geröllen, Lydite und vor allem zahlreiche Malmkalke und Jura-Hornsteine häufig vertreten.

Im Bereich der als Rinnen erhaltenen Paläo-Flussarme geht die kiesige Flussbettfazies oft in eine fein- bis mittelsandige, manchmal auch lehmige Rinnenfazies über. Selten sind am Top geringmächtige Auelehme verbreitet.

Als Indikatoren für eine Akkumulation unter kaltklimatischen Bedingungen finden sich insbesondere in den hangenden Partien der NT1, selten in denen der NT2, syngenetische Kryoturbationen, vereinzelt Tropfenböden, Frostblöcke und bis kubikmetergroße, oberflächennahe Driftblöcke mit Kantenlängen von 115 x 80 x 60 cm. Intensive Kryoturbationen können bei der NT1 zudem von der Schotteroberfläche bis in 2 m Tiefe hinabreichen. Auf beiden älteren Niederterrassenflächen sind kaltzeitlich angewehrte und im Holozän manchmal umgelagerte Flugsanddecken verbreitet, wenn auch nur in geringen Mächtigkeiten von maximal 1 m. Während auf der NT1 nur zwei kleine Flugsandgebiete im Mintrachinger Holz und nördlich der Tiefenbrunner Au existieren, besitzt die NT2 zwischen Barbing und dem Eltheimer Hölzl ausgedehnte Flugsanddecken. Sie wurden in der Jüngeren Tundrenzeit aus dem nördlich angrenzenden NT3-Flussbettareal ausgeweht (s.u.).

Alter: Für die Alterseinstufung der NT1 liegen weder aus dem Blattgebiet, noch aus dem angrenzenden Donautalabschnitt bis Straubing (Abb. 4) genauere Datierungen vor. Die OSL-Datierung einer NT1-Sandlage südlich von Geisling (Blatt 7040 Pfatter) erzielte OSL-Alter an Quarzen von $19,8 \pm 2,6$ ka (SCHELLMANN 2010). Abgesehen von einer dezi-

metermächtigen Schwemmlößauflage im Bereich der externen NT1-Flächen im Raum Neutraubling-Birkenfeld und südöstlich des Guggenberger Sees ist sie lößfrei und damit noch zur Zeit der weitflächigen Ablagerung der Jungwürmlösse in Ausbildung begriffen. Die NT1 entspricht zeitlich der klassischen, mit den Jugendmoränen verknüpfbaren, hochwürmzeitlichen Hauptniederterrasse des Alpenvorlandes.

An der Basis der Flugsande auf den NT2-Terrassenflächen östlich von Unterheising (Abb. 4: Altersbeleg 1) wurde in der inzwischen verfüllten Kiesgrube „Hölzl“ neben mesolithischen Siedlungsstellen, eine jungpaläolithische Freilandstation gefunden (u.a. REISCH 1974, WERNER & SCHÖNWEISS 1974), die nach REISCH (1974: 68) einem später Magdalenien im weiteren Sinne zuzuordnen ist. Damit ist der Rastplatz in die Ältere Tundrenzeit zu stellen. Die kaltzeitliche Aufschotterung der NT2 muss daher bereits vor der Älteren Tundrenzeit und damit vor dem Bølling-Interstadial abgeschlossen gewesen sein. Die Flugsande selbst wurden vor allem in der Jüngeren Tundrenzeit angeweht. Letzteres bestätigen erstmalig durchgeführte OSL-Datierungen der Flugsanddecke auf der NT2 nordwestlich von Parkstetten (Blatt 7041 Münster; Abb. 4: Altersbeleg 2). An der Basis besitzen die Flugsande ein OSL-Alter gemessen an Feldspäten von $13,0 \pm 1,4$ ka und im höheren Bereich von $7,2 \pm 0,8$ ka (SCHELLMANN 2010: Abb. 14). Die für die primäre Flugsandanwehung relativ jungen OSL-Alter im oberen Bereich der Flugsanddecke könnten eine Folge jüngerer Umlagerungen im Mesolithikum sein. In derselben Kiesgrube nahe der Autobahn nördlich von Parkstetten wurden auch OSL-Datierungen an zwei Proben aus einer Sandlage der NT2-Flussbettfazies in dreieinhalb Meter Tiefe unter Geländeoberfläche durchgeführt (SCHELLMANN 2010: 27f., Abb. 14). Die OSL-Alterswerte der Quarze lagen bei $19,4 \pm 1,7$ ka und $15,9 \pm 1,3$ ka (Qu.), was einer Alterseinstufung der NT2 in die frühe Ältere Tundrenzeit nicht widerspricht.

Die NT2 ist zudem älter als die NT3, die nach neuen Befunden bereits seit der Älteren Tundrenzeit vor mehr als 13.950 ^{14}C -Jahren (älter als 16.200 bis 17.100 cal BP) in Ausbildung begriffen war (SCHELLMANN 2010). Insofern fällt die Bildung der NT2 in die frühe Älteste Tundrenzeit in die Zeit nach dem ausgehenden Hochglazial, also nach 18.000 ^{14}C BP, und einige Zeit vor 14.000 ^{14}C BP.

Die Bildungszeit der NT3, der jüngsten Niederterrasse der Donau, kann inzwischen zeitlich am genauesten eingegrenzt werden. Nach BUCH (1989: Probe Pf 152) ergab die ^{14}C -Datierung organischer Makroreste von der 1,3 m tiefen Basis der NT3-Randsenkenfüllung nördlich von Griesau (Blatt 7040 Pfatter; Abb. 4: Altersbeleg 3) ein Alter von 10.295 ± 175 ^{14}C BP. Das Alter weist darauf hin, dass die Aufschotterung der NT3 am Ausgang der Jüngeren Tundrenzeit weitgehend beendet war. Weiter talwärts wurden im Raum Atting (Blatt 7141 Straubing) in der späten Jüngeren Tundrenzeit nach 10.478 ± 76 ^{14}C BP kiesige, im distalen Bereich auch sandige Schwemmkegelab-

lagerungen aus dem Tal der Kleinen Laber auf die dort verbreiteten feinklastischen, teilweise torfigen NT3-Randsenkensedimente der Donau geschüttet (Abb. 4: Altersbeleg 4). Die langsame, von Ruhephasen der Sedimentation mit Torfbildungen begleitete Verfüllung der Randsenke durch die NT3-Donau und die einmündende Kleine Laber konnte mit Hilfe mehrerer AMS ^{14}C -Altersbestimmungen an eingelagerten kleinen Ästchen, Torfen und organischen Makroresten auf einen Zeitraum zwischen älter als 13.951 ± 144 ^{14}C -Jahren (Älteste Tundrenzeit) und nach 10.225 ± 82 ^{14}C BP (späte Jüngere Tundrenzeit) datiert werden (SCHELLMANN 2010).

Insgesamt ergibt sich damit für die Aufschotterung der NT3 ein Zeitraum von der Älteren Tundrenzeit vor etwa 13.950 ^{14}C -Jahren und damit bereits vor der zu Beginn des Bøllings einsetzenden Wiederbewaldung des Donautals, bis in die ausgehende Jüngere Tundrenzeit um etwa 10.100 ^{14}C BP.

Schon im frühen Präboreal hatte sich dann die Donau bereits auf das holozäne Talniveau eingetieft. Das belegen pollenanalytische Datierungen früh-präborealer Hochflutsedimente auf der H1-Terrasse der Donau im Raum Kirchroth und Pichsee, südlich von Parkstetten (Abb. 4: Altersbelege 5 und 6) sowie das im mittleren Präboreal vor etwa 9.557 ^{14}C -Jahren bereits vorhandene Torfwachstum im NT3-Paläofflussarm südlich von Kagern (Abb. 4: Altersbeleg 7).

3.3 Pleistozän bis Holozän

3.3.1 Ältere Talböden, Nebentäler

Pleistozän, Würm-Hochglazial ?

Die relativ breiten und in die älteren pleistozänen Terrassen stark eingetieften Talböden der Pfatter und vor allem des Langenerlinger Baches besitzen häufiger eine etwa 1 m höhere, durch eine klare Geländestufe abgesetzte Terrassenleiste, also einen ehemaligen höheren Talboden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Talfüllungen ist unbekannt, sie dürfte wahrscheinlich nur wenige Meter betragen.

Lithologie und Fazies: Mangels Aufschlüssen liegen keine Informationen über Lithologie und Fazies der Talfüllungen vor.

Alter: Vereinzelt sind die älteren Talböden, wie zum Beispiel im Bereich des Langenerlinger Tales westlich von Langenerling, von einmündenden Dellentälchen zerschnitten, tragen Schwemmkegel oder Dellentälchen laufen auf sie aus. In diesen Fällen ist von einem mindestens hochglazialen Alter des höheren Talbodens und von einer mindestens spätglazialen Anlage des aktuellen Talbodens auszugehen.

3.3.2 Löß, Lößlehm

Pleistozän

Pleistozäne Lößdeckschichten bedecken meist mit mehreren Metern Mächtigkeit alle Donauterrassen, die älter als die NT1 der Donau sind. Durch spätglazial/holozäne Bodenbildungsprozesse ist der jüngste und ursprünglich kalkhaltige und schluffige 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. Auf Geländekuppen und in Oberhangpositionen entlang der Dellentälchen und sonstigen Geländestufen können allerdings die Böden, in der Regel Parabraunerden, durch die intensive ackerbauliche Nutzung der lößbedeckten Areale so stark abgetragen sein, dass entweder nur stark verkürzte Bodenprofile erhalten sind oder auch der kaum verwitterte Würmlöß bis zur Oberfläche reicht.

Eine Lößbedeckung fehlt auf den würmzeitlichen Niederterrassen und den holozänen Auenterrassen sowie in den spätglazial/holozänen Talauen von Pfatter, Langenerlanger und Gittinger Bach.

Detaillierte Studien zur stratigraphischen Differenzierung der im Dungau verbreiteten Lößdeckschichten und ihrer Paläoböden stammen u.a. von BRUNNACKER (v.a. 1956, 1957, 1964, 1982), SCHELLMANN (1988; ders. 1990), BUCH & ZÖLLER (1990), STRUNK (1990), SCHELLMANN & RADTKE (1993).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Lößdecke kann stark variieren, wobei generell die jüngere Hochterrasse und die Übergangsterrassen geringere Mächtigkeiten besitzen als die älteren pleistozänen Donauterrassen. Besonders große Lößmächtigkeiten treten am Ostabfall des Niederbayerischen Hügellandes zwischen Alteglofsheim und Hagelstadt auf, wo in dieser Leeposition über mehrere Kaltzeiten hinweg, mächtige Lößwächten nach Osten ins Donautal vorgebaut wurden.

Im Bereich der Deckenschotter erreichen die Lößdeckschichten nach Schichtverzeichnissen der wenigen aus diesen Arealen vorliegenden Bohrungen (n = 8) Mächtigkeiten zwischen 3 bis 11,5 m. Nach den geoelektrischen Untersuchungen von HOMILIUS et al. (1983) treten im Bereich des Älteren Deckenschotter nördlich des Langenerlanger Baches extreme Lößmächtigkeiten von bis zu 19 m auf. Die Lößdecke auf der Älteren Hochterrasse besitzt eine mittlere Mächtigkeiten von 3 bis 4,5 m und maximale Mächtigkeiten von 6 bis 8 m (Abb. 2). Der Würmlöß auf der Jüngeren Hochterrasse ist im Mittel 4,5 bis 7 m mächtig, oft besitzt er aber auch Mächtigkeiten im Bereich von 8 m (Abb. 2). Die Terrassenflächen der ÜT2 tragen eine Würmlößdecke, deren mittlere Mächtigkeit bei 2 bis 3 m liegt, aber auch Mächtigkeiten von 3 bis 4 m erreichen kann. Die Lößmächtigkeiten auf der jüngeren ÜT1 liegen in der Regel unter 1 m.

Lithologie: Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit geringen Tonanteilen, der meist eine gelblich-hellbraune Farbe und Nadelstichporen besitzt. Im Blattgebiet besitzt ein dia- und pedogenetisch wenig veränderter jungwürmzeitlicher Löß im Mittel Kalkgehalte um $25 \pm 5\%$, Tongehalte zwischen 12 bis 18 Gew.% und lokal stark wechselnde Feinsandgehalte zwischen 5 bis 20 Gew.% (SCHELLMANN & RADTKE 1993: 110; BUCH & ZÖLLER 1990). Würmzeitlicher Sandlöß und sandstreifiger Löß ist auf den Übergangsterrassen, die nahe zum Auswehungsgebiet der Donau-Niederterrassen liegen, weit verbreitet. Auch der Sandlöß ist primär kalkhaltig, wobei eingeschaltete Sandlagen äolischer oder periglazial-abluativer Genese sein können.

Lößlehm ist eine pedogene oder diagenetische Umbildung des Löß, in der Regel verbunden mit einer Entkalkung und einer Erhöhung des Tonanteils auf teilweise über 40 Gew.%. Neben den oberflächennah anstehenden Lößlehmen, die in der Regel durch spätglazial/holozäne Bodenbildungsprozesse entkalkt und verlehmt wurden (s.o.), sind vor allem ältere, prä-würmzeitliche Lössen oft zu Lößlehm verändert. Dabei sind in mächtigeren Lößstapelungen häufig fossile interglaziale Unterbodenhorizonte ehemaliger pseudovergleyter Parabraunerden und Parabraunerde-Pseudogleye erhalten. Eine reichhaltige Abfolge von mindestens fünf tonangereicherten Unterböden ehemaliger Pseudogley-Parabraunerden, jeweils getrennt durch unterschiedlich mächtige Lößlehme, ist aktuell in der Lößgrube südlich von Alteglofsheim aufgeschlossen. Aus dem etwas weiter südlich gelegenen alten Grubenareal bei Hagelstadt (Blatt Aufhausen) beschreibt STRUNK (1990) sogar bis zu 26 m mächtige quartäre Lößlehme durchzogen von acht interglazialen Bodenhorizonten.

Im Löß treten häufig neben sandigen und/oder schluffigen Fließerden dezimetermächtige Lagen von mm- bis cm-großen Fe-Mn-Konkretionen auf, die im Zuge kaltzeitlicher Denudation (vor allem Ablation) interglazialer Pseudogley-Parabraunerden und Pseudogleye entstanden sind und nahe am Abtragungsort residual angereichert zurückblieben.

Fazies: Diese Lößdeckschichten sind äolischer Herkunft, führen aber periglaziale Fließerden, vereinzelte Lagen periglazialer Spülsedimente sowie interstadialer (Nassböden, Verbraunungshorizonten, Humuszonen) und manchmal auch interglazialer (Pseudogley-Parabraunerden bis hin zu sekundären Pseudogleyen) Bodenhorizonte. Letztere sind im Straubinger Becken nach bisheriger Kenntnis nur aus Lößdeckschichten auf den älteren prä-JHT-zeitlichen Geländeoberflächen bekannt (u.a. BRUNNACKER 1956; ders. 1964; LEGER 1965; SCHELLMANN 1990, ders. 2010; STRUNK 1990).

Alter: Im Blattgebiet sind bisher von den lößbedeckten Übergangs- und Hochterrassen nur mehrgliedrige früh- bis jungwürmzeitliche Lößablagerungen bekannt, deren unterschiedliche lithologische und pedostratigraphische Differenzierung bei

SCHELLMANN (1988; ders. 1990) und bei BUCH & ZÖLLER (1990) beschrieben sind. Die würmzeitliche Lösssedimentation dauerte nach TL-Datierungen bis mindestens vor ca. 16.000 Jahren an (BUCH & ZÖLLER 1990).

Auf den älteren Deckenschottern und Hochschottern sind unter Würmlößbedeckung auch ältere pleistozäne Lösslehme erhalten. So berichtet BRUNNACKER (1957; ders. 1964) von der inzwischen aufgegeben, teilweise verfüllten Ziegeleigrube bei Köfering, dass dort unter Würmlöß noch ein weiterer durch eine interglaziale Parabraunerde getrennter Lösslehm erhalten war. Wie bereits erwähnt, ist aktuell eine sehr reichhaltige Abfolge von mindestens fünf Interglazialböden, getrennt durch Lösslehme, in der Lehmgrube südlich von Alteglofsheim im Lee des Niederbayerischen Hügellandes aufgeschlossen. Sie umfassen damit mindestens einen Zeitraum seit dem unteren Mittelpleistozän.

3.3.3 Flugsand und Dünen

Würm-Spätglazial

Ausgedehnte, bis zu 300 m breite Flugsanddecken mit durch die ackerbauliche Nutzung stark eingeebneten flachen Dünenkuppen finden sich auf der NT2 zwischen Unterheising und dem Eltheimer Hölzl. Sie wurden bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) sowie BUCH (1988) beschrieben und altersmäßig eingestuft. Kleine geringmächtige (bis 0,6 m) Flugsandareale liegen auch auf der NT1 im Mintrachinger Holz und nördlich der Tiefenbrunnenau.

Mächtigkeit: In der Regel besitzen die Flugsanddecken Mächtigkeiten von 0,6 bis 1 m, selten von 1,5 m.

Lithologie: Korngrößenzusammensetzung und pedogene Überprägungen der Flugsanddecke östlich von Unterheising sind ausführlich bei SCHELLMANN (1988: 189ff.; ders. 1990: 77f.) beschrieben. Danach sind die Flugsande lithologisch und pedologisch dort manchmal zweigeteilt in:

- einen liegenden Flugsand I, der einer Steinsohle aus zahlreichen Windkantern aufliegt und von einer Bänder-Parabraunerde mit abschließendem bis zu 15 cm mächtigen humosen Oberboden (fAh) überprägt ist und relativ hohe, pedogen bedingte Pelitgehalte (bis zu 45 bis 55 Gew.%) besitzt;
- einen hangenden Flugsand II, der von einer Braunerde überprägt ist und der gegenüber dem liegenden Flugsand I eine deutliche Kornvergrößerung in Form stark erhöhter Mittelsandanteile (bis zu 50 Gew.%) und extrem geringer Pelitgehalte (unter 20 Gew.%) besitzt.

Die Kornvergrößerung im Flugsand II kann als Ergebnis einer holozänen Reaktivierung des liegenden Flugsand I angesehen werden.

Alter: Die Flugsande auf der NT2 wurden während der Jüngerer Tundrenzeit abgelagert und zum Teil im Holozän umgelagert. Das belegen:

1. ein epipaläolithischer Rastplatz nordöstlich von Unterheising, der von den Flugsanden überdeckt war (REISCH 1974);
2. zwei OSL-Datierungen entsprechend alter Flugsande auf der NT2 nordöstlich von Parkstetten mit Feldspataltern von $13,0 \pm 1,4$ ka in den liegenden und $7,2 \pm 0,8$ ka in den hangenden, vermutlich im Mesolithikum umgelagerten Flugsanden (SCHELLMANN 2010).

3.3.4 Schwemmlöß

Pleistozän

Im externen Randbereich der älteren pleistozänen Terrassen sind deren Oberflächen meist durch die Auflagerung von Schwemmlöß um einige Dezimeter und wenige Meter erhöht, der vom angrenzenden Terrassen- bzw. Talhang während der Kaltzeiten unter periglazialen Klimabedingungen wahrscheinlich solifluidal und/oder abluativ erodiert wurde. Eine derartige „Schwemmlößzone“ besitzen vor allem die äußeren Terrassenbereiche der Älteren Hochterrasse (ÄHT) und des Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Schwemmlößdecken sind unbekannt, dürften aber bis zu wenige Meter erreichen.

Lithologie und Fazies: Wahrscheinlich handelt es sich überwiegend um Lößfließerden und Spülsedimente, untergeordnet auch um junge humusreiche Kolluvien. Während erstere durch periglaziale Solifluktion und Abluation entstanden sind, sind die jungen Kolluvien ein Ergebnis von Spüldenudation (Bodenerosion) als Folge intensiver ackerbaulicher Nutzung seit dem Neolithikum.

Alter: Würm und vorausgegangene Kaltzeiten nach Entstehung des unterlagernden Terrassenkörpers.

3.3.5 Schwemmkegel und Schwemmfächer

Pleistozän bis Holozän

Schwemmfächer und Schwemmkegel sind Akkumulationsformen, die in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten Reliefenergie am Ausgang von Dellen- und Dellentälchen auf die dort verbreitete Donauterrasse 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: Die Mächtigkeiten von Schwemmfächer und Schwemmkegel sind sehr verschiedene und auch innerhalb einer Ablagerungsform sehr unterschiedlich. Sie

können nur wenige Dezimeter betragen, aber auch einige Meter Mächtigkeit oder mehr erreichen.

Lithologie und Fazies: Die Lithologie von Schwemmfächern und Schwemmkegeln ist neben dem Gefälle vor allem von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Im Blattgebiet bauen vor allem schluffig-sandige, teilweise schwach kiesführende Substrate die Schwemmfächer und Schwemmkegel auf. Sie entstanden überwiegend durch periglaziale Solifluktion und Ablation.

Alter: Die im Blattgebiet verbreiteten Schwemmkegel und Schwemmfächer sind kaltzeitliche Bildungen und spätestens im Würm nach Entstehung der unterlagernden Terrassenkiese abgelagert worden.

3.3.6 Polygenetische Talfüllungen, Dellentälchen

Pleistozän bis Holozän

Die nicht weiter differenzierten Füllungen der zahlreichen Dellen und Dellentälchen sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst.

Mächtigkeit: Sie können stark schwanken und betragen vermutlich mehrere Meter.

Lithologie und Fazies: Die Sedimentfüllungen in den Dellen und Dellentälchen im Blattgebiet bestehen im Liegenden aus kaltzeitlich verlagerten Löß-Fließerden, teilweise mit Sandlagen, die von unterschiedlich mächtigen humosen Kolluvien überdeckt sind. Sie entstanden überwiegend durch periglaziale Solifluktion und Ablation sowie junge Kolluvien als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation.

Alter: Es ist davon auszugehen, dass viele Dellentälchen bereits während der ersten kaltzeitlichen Überprägung eines zuvor von der Donau abgelagerten Terrassenkörpers angelegt wurden und letztmalig in der Würm-Kaltzeit zumindest partiell reaktiviert und neu gestaltet wurden. Insofern sind auf den älteren pleistozänen Donauterrassen die ältesten Dellensysteme und damit auch ältere als würmzeitliche Dellenfüllungen zu erwarten.

Auf den Hochterrassen, wie der ÄHT südwestlich von Neutraubling, reicht die Anlage der dort verbreiteten Dellentälchen nach SCHELLMANN (u.a. 1990: 67f.) bis in die beginnende Würm-Kaltzeit zurück. Innerwürmzeitliche Spül- und Solifluktionsphasen bewirkten eine mehrfache Reaktivierung der Dellen. Nach einer längeren spätglazialen bis alt- und mittelholozänen Ruhezeit mit intensiver Bodenbildung (lesivierte Schwarzerden) wurden dort die Dellen seit der Urnenfelderzeit und der damit einsetzenden ackerbaulichen Nutzung erneut aktiviert und in der Folgezeit sukzessive mit über 1 m mächtigen humosen Kolluvien verfüllt. Dabei ist davon auszugehen, dass Erosion und Akkumulation in einem Dellensystem in den Kaltzeiten und ihren Stadien und Interstadien vor allem klimagesteuert sind (u.a. SCHELLMANN 1988;

ders. 1990), während im Holozän mit der ackerbaulichen Nutzung seit dem Neolithikum Aktivitäts- und Ruhephasen der Morphodynamik in den Dellensystemen eher als Ausdruck variierender ackerbaulicher Nutzungsintensitäten und Nutzungsformen anzusehen sind.

3.3.7 Jüngere Talböden, Talaue der Nebentäler

Würm-Spätglazial und Holozän

Die Talfüllungen der Pfatter, des Langenerlanger und des Gütinger Baches bestehen aus unterschiedlich alten Hochflutsedimenten, die von Bachsedimenten weitgehend unbekannter Mächtigkeit und Ausprägung unterlagert werden.

Mächtigkeit: Im Talboden der Pfatter wurden bei Baugrundbohrungen für die Pfatterbrücke über die B15 über 6 m mächtigen Terrassenkiesen der älteren Hochterrasse 4,3 bis 4,9 m mächtige sandige Schluffe und sandige Lehme angetroffen, die aufgrund ihrer organischen Lagen vermutlich würm-spätglaziale und holozäne Ablagerungen der Pfatter darstellen. Im Talboden des Gütinger Baches bei Oberehring sind unter den dort etwa 1,8 m mächtigen Auelehmen noch bis in etwa 3 bis 3,5 m Tiefe holzführende sandige und kiesführende Bachsedimente verbreitet, die ca. 5 m mächtigen Terrassenkiesen der ÄHT aufliegen (Kap. 6: B7). Die Einlagerung von Holzfragmenten weist auf eine holozäne Ablagerung der Bachsedimente an dieser Lokalität hin.

Lithologie und Fazies: Beide sind wegen des Fehlens von Aufschlüssen unbekannt.

Alter: Vermutlich handelt es sich überwiegend um spätglaziale und holozäne Ablagerungen.

3.4 Holozän

3.4.1 Holozäne Donauaue und ihre Mäanderterrassen H1 bis H7

Präboreal bis Ende 19. Jahrhundert

Die holozäne Donauaue im nordöstlichen Blattgebiet ist von der Höhenlage ihrer Oberflächen und den Tiefenlagen der Quartärbasis deutlich und zwar um mehrere Meter von den angrenzenden Niederterrassen abgesetzt (Abb. 6; Beilage 1, Beilage 2). Im extremen Überflutungsbereich der Donau gelegen, besitzt sie mehrere Meter mächtige Auensedimentdecken und deren Auenböden in Form von jungen Auenpararendzinen auf jungen Hochflutablagerungen bis hin zu Auenbraunerden im Bereich der höheren und älteren Auenflächen geprägt (BUCH 1988; SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Auengleye und Auentchernoseme („Feuchtschwarzerden“) dominieren dagegen in den feuchteren Standorten der Aurinnen und verlandeten „Paläo-Flussarmen“. Im Blattgebiet sind innerhalb der Donauaue mindestens sieben unterschiedlich alte Mäanderterrassen, die H1 (H = Holozän) bis H7-Terrassen erhalten. Als Reihenterrassen besitzen sie eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen. Sie sind im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau entstanden sind. Die

jüngsten H5- bis H7-Terrassen erstrecken sich in der Nähe des aktuellen Donaulaufes, die älteren H1- bis H4-Mäanderterrassen mehr im Zentrum und am Außenrand der Donauaue.

Mächtigkeit: In der Donauaue erreicht die vor allem im frühen und mittleren Holozän von einer mäandrierenden Donau und ihren Kolken ausgeformte Quartärbasis ihre größte Tiefenlage im Tal, tiefer als in allen pleistozänen Donauterrassen. Dadurch besitzen die holozänen Mäanderterrassen, von den jungholozänen H5- bis H7-Terrassen abgesehen (Abb. 6), eine relativ große Vertikalerstreckung. Im Allgemeinen tragen die im Blattgebiet verbreiteten Holozänterrassen eine 2 bis 4 m mächtige Auensedimentdecke, wobei feinklastische Verfüllungen einzelner Altarme und Aurinnen bis zu 9,2 m unter die Geländeoberfläche hinabreichen können. Unter den Auensedimenten folgt dann bis zur Quartärbasis ein im Mittel 7 bis 10 m mächtiger sandiger Kieskörper, der am Top häufiger in Flusssande übergeht.

Lithologie und Fazies: Die Auenfazies besteht in der Regel aus einer liegenden sandstreifigen Aurinnenfazies, die zum Hangenden in schluffige, teilweise auch feinsandige Auelehme übergeht. Die Kalkgehalte der Auelehme liegen in der Eltheimer Aue in einer Größenordnung von 25 bis 32% (BUCH 1988: Profil Min 98). Die im Liegenden der überwiegend vertikal aufgehöhten Hochflutsedimente verbreiteten Donaukiese dürften ein ähnliche großbogige Schrägschichtung und vertikale Kornverfeinerung besitzen, wie sie für L-Schotter *sensu* SCHIRMER (1983) charakteristisch ist und weiter donauabwärts beim Bau der Staustufe Straubing aufgeschlossen waren (SCHELLMANN 1990: 86ff.). Diese kiesigen Flussbettsedimente wurden im Laufe lateraler Flussbettverlagerungen sedimentiert und anschließend durch Hochwässer mit feinklastischen Hochwassersedimenten überdeckt.

Alter: Die holozänen Donauterrassen umfassen in der Talgeschichte einen Bildungszeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten umfassenden Donaukorrektur in der zweiten Hälfte des 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts (u.a. SCHELLMANN 1990; ders. 2010). Dabei entstanden:

- die älteste H1-Terrasse im Zeitraum frühes Präboreal bis ausgehendes Boreal,
- die H2-Terrasse im Atlantikum,
- die H3-Terrasse im Subboreal,
- die H4-Terrasse in der Eisen-/Römerzeit,
- die H5-Terrasse im Früh- bis Hochmittelalter,
- die H6-Terrasse von Mitte des 14. Jh. bis Mitte des 18. Jh.
- und die jüngste H7-Terrasse seit Mitte des 18. Jh. bis zur vollständigen Flussbettfestlegung im Laufe des 19. und 20. Jahrhunderts.

Der Ausbau der jüngsten Auenstufe, der H7-Terrasse, kann teilweise in historischen Karten nachvollzogen werden.

3.4.2 Paläomäander

Holozän, jüngster Donaulauf in einer Mäanderterrasse

Die holozänen Donauauen bestehen 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 vor allem sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden meistens in sehr tonreiche Auelehme übergehen (Kap. 6: B14). Insgesamt handelt es sich bei den Füllungen der Paläomäander um Hochwasserablagerungen.

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

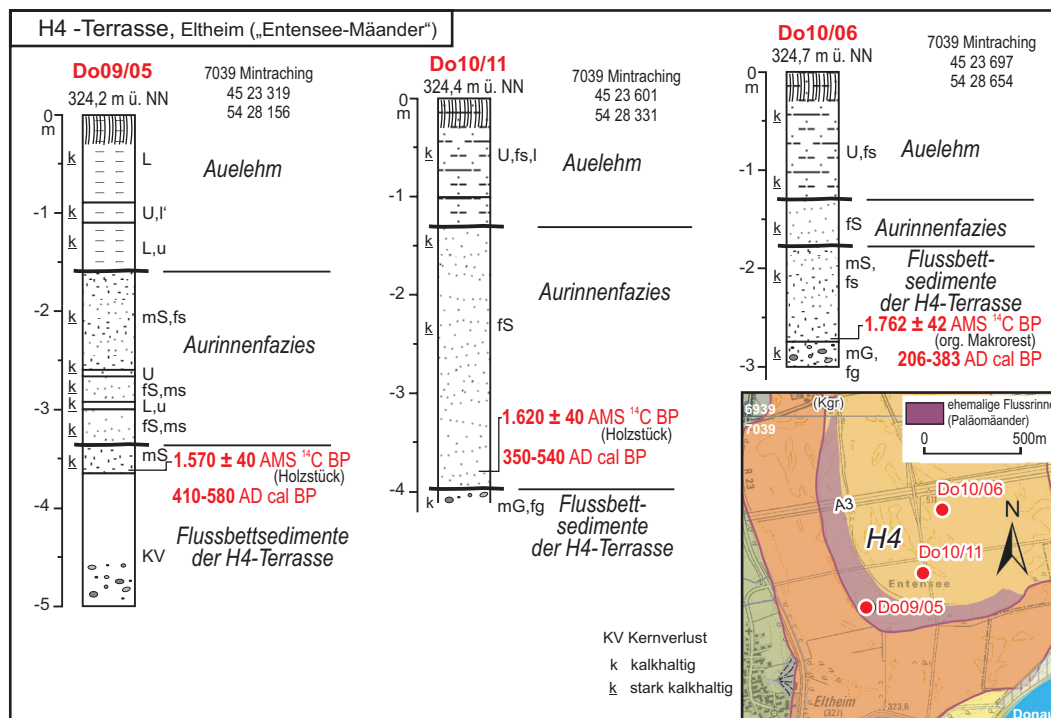


Abb. 8: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus den obersten Flussanden des H4-Mäanderbogens in der Flur „Entensee“ mit Profilschnitt (¹⁴C-Alter in Tab. 2, Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Tab. 2: ¹⁴C-Datierungen auf dem Blatt 7039 Mintraching. Zur Lage der Proben siehe Abb. 8.

Proben Nr.	Terrasse	Probe	Hochwert	Rechtswert	¹⁴ C BP	±	cal BP (2 Sigma)	δ ¹³ C	Labor Nr.
H4 -Terrasse der Donau, NE' Eltheim (Flur "Entensee")									
Do 09/5_361	H4	Holzstück	4523319	5428156	1570	40	410-580 AD (95%)	-25,1	Beta 266115
Do10/11-380	H4	Holzstück	4523601	5428331	1620	40	350-540 AD	-28,5	Beta 287525
Do10/06	H4	Makroreste	4523697	5428654	1762	42	206-383 AD (83,1%)	-29,6	Erl-16044
cal BP: kalibriert mit Calib Rev 7.0.2 (IntCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit									

Im Blattgebiet ist in der Flur „Entensee“ (H4-Terrasse) ein römerzeitlicher Paläomäander der Donau erhalten (Abb. 8). Dieser ehemalige Altarm wurde am Ende der römischen Kaiserzeit zwischen ca. 206 bis 580 n. Chr. von der Donau ausgebaut und anschließend verlassen. Das belegen ¹⁴C-Datierungen von zwei Holzstücken und eines organischen Makrorestes von der Basis der Aurinnensande und aus den obersten H4-Flusssanden (Abb. 8; Kap. 6: B14 bis B16) mit Altern zwischen 1.570 ± 40 und 1.762 ± 42 ¹⁴C-Jahren BP (Tab. 2: kalibrierte Alter zwischen 206 bis 580 AD).

3.4.3 Anmoor

Spätglazial, Holozän

Größere Anmoorgebiete, teilweise auch geringmächtige Niedermoore erstrecken sich im Donautal vor allem in der Randsenke und den Paläoflussarmen der Niederterrassen bei Harting, im Eltheimer Hölzl, zwischen Mintraching und Taimering sowie in der Randsenke der NT3 am nordöstlichen Blattrand. Kleinräumig sind fossile schwarze Anmoore im Pfattertal nördlich von Köfering, auf der ÄHT westlich von Aukofen im Bereich des Erl- und Riedgrabens sowie unter jüngeren Auelehmen in Aurinnen auf der H1- und H2-Terrasse bei Eltheim verbreitet. Letztere sind in der Karte nicht dargestellt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten anmooriger Füllungen können mehr als 1 m erreichen, wobei die einzelnen Anmoor-Horizonte (Aa, fAa) meist nur ca. 15 bis 30 cm mächtig sind.

Lithologie: Anmoore bestehen in der Regel aus einem Gemisch von Mineralboden und 15-30 Masse-% stark organischer Substanz. Bereichsweise sind sie aber auch das Abbauprodukt von Torfen.

Alter: Spätglazial bis Holozän.

3.4.4 Künstlich verändertes Gelände

Jungholozän, Industriezeitalter

Künstliche Aufschüttungen und stark veränderte Areale wurden dann als eigene Kartiereinheit ausgewiesen, sobald größere Flächen in größeren Ausmaßen davon betroffen waren. Weitere anthropogene Veränderungen, z.B. durch Siedlungstätigkeiten oder Verkehrswegebau, gehen meistens aus den topographischen Signaturen hervor.

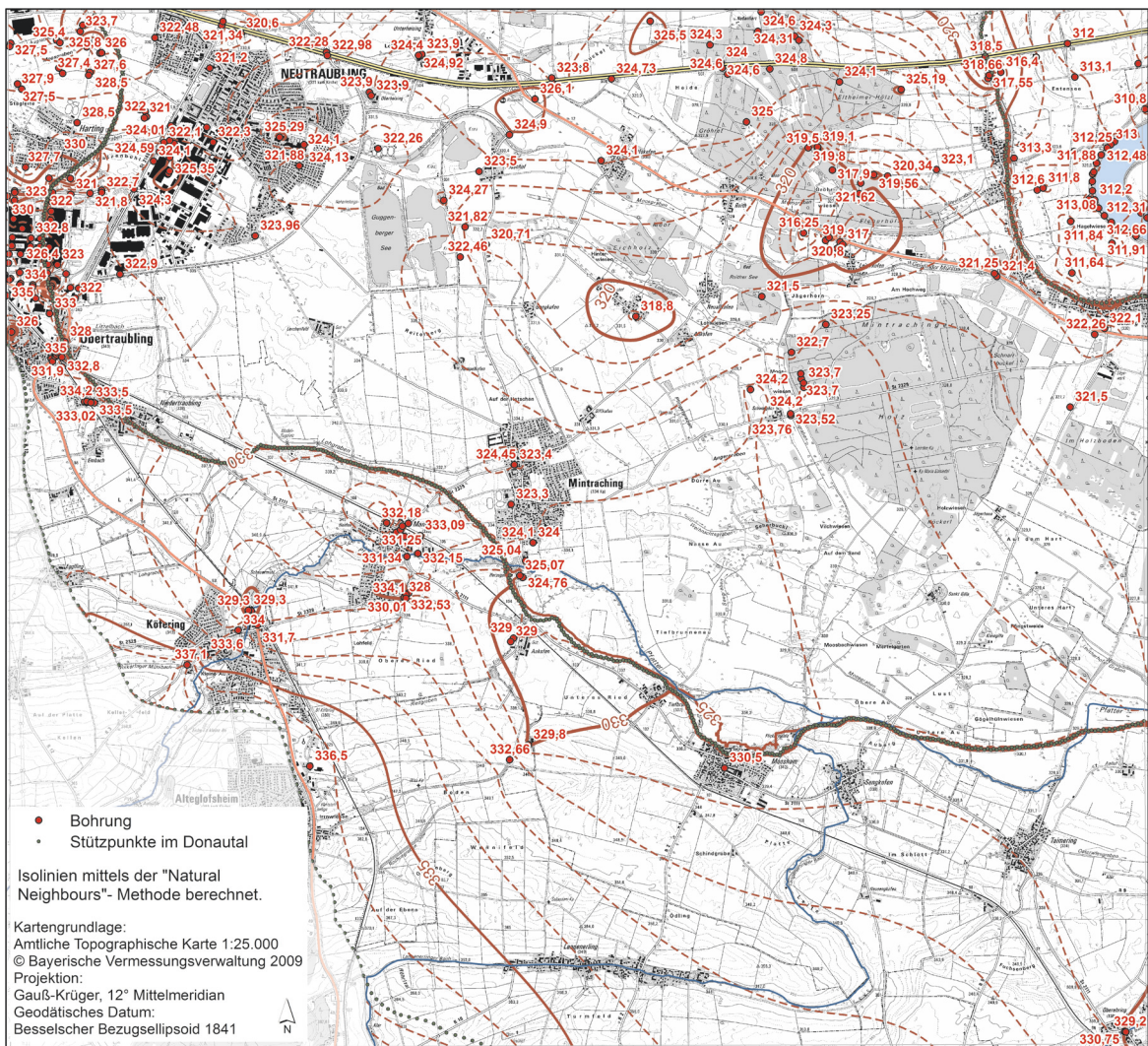


Abb. 9: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt Mintraching berechnet unter Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

4. Quartärbasiskarte

Die Quartärbasiskarten (Abb. 9, Abb. 10) basieren auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU). Weitere Schichtenverzeichnisse von Bohrungen wurden dankenswerterweise von folgenden weiteren Ämtern und Firmen zur Verfügung gestellt: den Wasserwirtschaftsämtern Regensburg, Landshut und Kehlheim, dem Staatlichen Bauamt Regensburg, den Landratsämtern Kehlheim und Regensburg, der Autobahndirektion Süd, der Rhein-Main-Donau-AG sowie diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, Terrasond GmbH & Co KG in Günzburg-Delfingen, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof). Die Auswertungen der Schichtenverzeichnisse sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind beim LfU hinterlegt.

Aus den Schichtenverzeichnissen wurde die Quartärbasis bestimmt und in einem Geographischen Informationssystem (ArcMap 9.2) unter Verwendung des „natural-

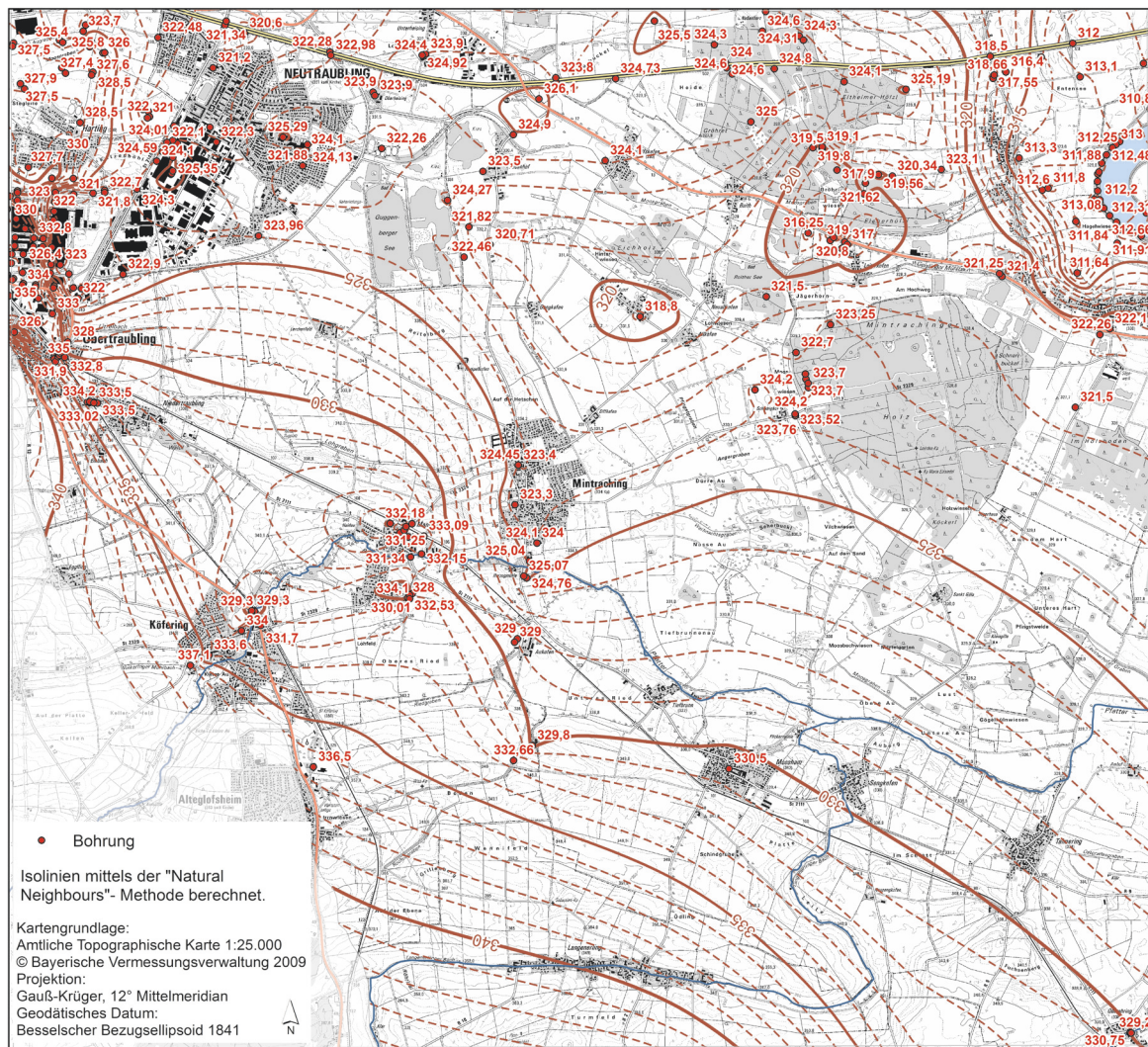


Abb. 10: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt Mintraching berechnet ohne Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

neighbor-Interpolationsverfahren“ ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet. Zum methodischen Vorgehen sei auf SCHELLMANN & GEBHARDT (2010) verwiesen. Stützpunktreihen wurden am Außenrand der JHT-Tiefenrinne zu den südlich angrenzenden älteren Pleistozänterrassen sowie am Außenrand der holozänen Donauaue gelegt (Abb. 9), um die Isolinen der Tiefenlage der Quartärbasis an diesen bedeutenden Grenzen enden zu lassen. Zusätzlich zeigt Abb. 10 ein Quartärbasismodell ohne Verwendung von Stützpunktreihen.

Beide Modelle zeigen die tiefste Lage der Quartärbasis im Blattgebiet im Bereich der holozänen Donauaue bei etwa 312 ± 1 m ü. NN. Mehrere Meter höher liegt sie dann in den südlich und westlich angrenzenden Niederterrassenfluren. Innerhalb der JHT-Tiefenrinne liegt sie bei Harting 321 bis 324 m ü. NN und nimmt talabwärts südlich von Eltheim auf ca. 316 bis 321 m ü. NN ab. Außerhalb der JHT-Tiefenrinne liegt sie bei Harting in ca. 327 ± 1 m ü. NN und am östlich Blattrand südlich von Geißling bei etwa 322 m ü. NN. Zum südwestlichen und südlichen Talrand hin steigt die

Quartärbasis dann erneut sprunghaft um mehrere Meter an. Sie liegt am westlichen Talrand zwischen Neutraubling und Köfering zwischen 330 und 335 m ü. NN, wobei eine höhere Quartärbasis häufig bei Unterlagerung durch erosionswiderständigere Kreidsandsteine, eine tiefere Quartärbasis häufig bei Unterlagerung durch miozäne Tone oder kreidezeitliche Mergel auftritt (SCHELLMANN 1988). Talabwärts sinkt die Quartärbasis dann bis zum östlichen Blattrand auf ca. 329 bis 330 m ü. NN ab.

5. Geologische Aufschlüsse

Im folgenden Abschnitt werden Aufschlüsse genannt, die nicht als Abbildungen im Text dokumentiert sind. Dabei handelt es sich um gut zugängliche, derzeit in Abbau befindliche sowie um teilweise aufgelassene Gruben. Vor dem Betreten der Grube sollte der Besitzer um seine Erlaubnis gefragt werden.

A1 „Kiesgrube, E' Guggenberger See“

Lage: R 451722, H 542693; Ansatzhöhe 330,50 m ü. NN

Niederterrasse 1 (NT1)

Geologisches Profil (Aufnahme: G. SCHELLMANN 2009):

- Holozän: rötlichbraune Parabraunerde
 - 0,3 m humoser gepflügter Oberboden (Ap)
 - 1,10 m tonangereicherter rötlichbrauner Unterboden (Bt)
 - Würm-Spätglazial
 - 0,3 m Schwemmlöß von der südlich angrenzenden ÜT1: Schluff, feinsandig einzelne Kiese, humos, entkalkt, dbr (Ap)
 - Würm-Hochglazial
 - Horizontalgeschichtete Terrassenkiese der NT1:
 - 1,10 m Mittelkies, grobkiesig, stark lehmig, Tonbeläge auf den Schotterbetten, rötlichbraun, entkalkt (Bt)
 - 1, 50 m Mittelkies (zahlreiche Malmkalke), schwach grobkiesig, stark mittelsandig, stark kalkhaltig
 - 1,70 m Wechsellagerung von Feinkies, mittelkiesig, schwach grobsandig und Mittelsand, schwach grobsandig, grau, stark kalkhaltig
 - 1,80 m Grobkies (zahlreiche Malmkalke), mittelkiesig, grobsandig, grau, stark kalkhaltig
- Versturz bis zum Grundwasserspiegel bei ca. -2,2 m unter Oberfläche;
 Quartärbasis nach Bohrungen in der Umgebung bei ca. 322 m ü. NN.

A2 „Kiesgrube, W' Leiterkofen“

Lage: R 452113, H 542660; Ansatzhöhe 328,2 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: G. SCHELLMANN 2009):

Niederterrasse 2 (NT1)

- Holozän: rötlichbraune Parabraunerde
 - 0,3 m: humoser gepflügter Oberboden (Ap)
 - 0,8 bis -1,0 m: tonangereicherter rötlichbrauner Unterboden (Bt) an der Basis mit cm-starken Almlagen und -linsen
 - Würm – Ältere Dryas
 - 0,30 m Oberboden: Lehm, schluffig, feinsandig, humos, dunkelbraun, entkalkt (Ap)
 - NT2-Flussbettsedimente:
 - 0,90 m Feinsand, schluffig, lehmig, rötlichbraun, entkalkt (Bt)
 - 1,20 m Wechsellagerung von Feinsandlagen und Mittelkies, feinkiesig, mittelsandig, zahlreiche pedogene Kalkausfällungen, hellgrau
 - 2,20 m horizontalgeschichtete Grobkiese, stark mittelkiesig, mittelsandig, mit vereinzelt Sandlinsen, kalkhaltig, hellgrau
- Versturz bis zum Grundwasserspiegel bei ca. -2,40 m u. Geländeoberfläche
 Quartärbasis liegt nach Bohrungen in der näheren Umgebung in ca. 319 m ü. NN.

6. Bohrungen

Im Gebiet des Gradabteilungsblattes Mintraching sind im Laufe der vergangenen Jahrzehnte eine große Anzahl von Bohrungen u.a. im Rahmen von Brunnen- und Pegelbohrungen, Baugrund- und Lagerstättenerkundungen und in jüngerer Zeit verstärkt geothermischen Erkundungen durchgeführt worden, die in der zentralen Datenbank, dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umweltschutz gespeichert sind. Die hier vorgenommenen Auswertungen der Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind mit dem Projektabschluss im Frühjahr 2010 beim LfU hinterlegt worden. Die FID, die BIS-Bohrnummer (7039BG..) bzw. die Sondierungsnummern (7039 Do Nr.) sind in der vom Verfasser beim LfU hinterlegten Bohrdatenbank aufgeführt.

Im Folgenden werden die Bohrungen aufgeführt, die in der Erläuterung genannt werden. Der Übersichtlichkeit halber werden die Bohrprofile nur stärker generalisiert wiedergegeben.

B1, FID_3075, 7139/Triftlfing 105/0: südwestlich von Triftlfing

Lage: R 4519657, H 5416365; Ansatzhöhe: 357 m ü. NN

Hochschotter (HS)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELMANN):

	Pleistozän
-5,00 m	Lößlehm: Schluff, tonig, hellbraun
-9,00 m	Terrassenkiese: Mittelkies, schwach tonig, hellbraun
-10,00 m	Tertiär/Quartär? (Lößlehm?): Schluff, tonig, gelb
-12,00 m	Tertiär/Quartär? (Terrassenkies?): Mittelkies, tonig, hellbraun-bunt
-60,00 m	Tertiär: Ton und Feinsand, z.T. kiesführend

B2, FID_1035, 7039BG00048, Alteglofsheim

Lage: R 4515440, H 5420990; Ansatzhöhe: 357,5 m ü. NN

Älterer Deckenschotter (ÄD)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELMANN):

	Pleistozän
-11,00 m	Lößdeckschichten: Schluff, tonig, hellbraun
-21,00 m	Terrassenkiese: Grobkies, sandig, z. T. schluffig, graubraun
	Tertiär, Molasse
-83,50 m	Schluff, tonig, grau
	Oberkreide
-160,00 m	Wechsellagerung von Sandsteinen und Siltsteinen, grüngrau bis blaugrau

B3, FID_1226, 7039BG015188, südlich Regensburg-Harting, BMW-Werksengelände

Lage: R 4512264, H 5427176; Ansatzhöhe: 337,45 m ü. NN

Hartinger Schichten überlagert von Älterer Hochterrasse (ÄHT)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELMANN):

	Würm
-3,40 m	Lößlehm: Schluff, tonig, hellbraungrau, kalkhaltig
-4,30 m	Dellenfüllung: Wechsellagerung Schluff tonig und Mittelsand, tonig sowie Ton, schluffig
	Pleistozän
-5,00 m	Terrassenkiese der ÄHT: Feinkies, mittelkiesig, grau
	Hartinger Schichten:
-5,50 m	Torf, schluffig, dunkelgraubraun bis schwarz
-6,10 m	Ton, schluffig, schwach kiesig, schwach organisch, dunkelbraun bis dunkelgrau
-6,80 m	Kies, stark schluffig mit Kalkbrocken

- Oberkreide (?)
 -15,00 m Tone und Mergel, graugrün bis grünweiß

B4, FID_574, 7039_316a, südlich Regensburg-Harting, BMW-Werksgeleände

Lage: R 4512184, H 5427119; Ansatzhöhe: 338,39 m ü. NN

Hartinger Schichten überlagert von Älterer Hochterrasse (ÄHT)

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

- Würm
 -2,80 m Lößlehm: Schluff, tonig und Ton, schluffig
 -4,60 m Dellenfüllung: Wechsellagerung Ton, stark sandig und Ton, schwach sandig
 Pleistozän
 -5,90 m Terrassensande: Sand, schwach kiesig und Mittelsand, schluffig
 Hartinger Schichten:
 -6,00 m Torf, tonig, grau bis schwarz
 -6,40 m Ton, schwach sandig, dunkelgrau
 -8,00 m Ton, stark sandig, dunkelgrau
 -8,40 m Ton, stark kiesig, sandig, stark karbonatisch
 Oberkreide
 -13,60 m Sandsteine, zum Liegenden schwach karbonatisch, blaugrün

B5, FID_1022, 7039BG000035, östlich von Köfering und ca. 1 km südlich von Aukofen

Lage: R 4517790, H 5421220; Ansatzhöhe: 340 m ü. NN

Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN sowie UNGER 1985):

- Pleistozän
 -3,80 m Lößlehm: Ton und Schluff, grau
 -10,20 m Terrassenkiese: Grobkies und Sand
 -88,00 m Miozän (UNGER 1985)
 -252,50 m Oberkreide (UNGER 1985)
 -400,00 m Malm (UNGER 1985)

B6, FID_1025, 7039 BG000038, Köfering

Lage: R 4514320, H 5422190; Ansatzhöhe: 345 m ü. NN

Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2)

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

- 0,40 m künstliche Auffüllung
 Pleistozän
 -5,00 m Löß: Schluff, gelbbraun
 -11,40 m Terrassensande: Sand, grau
 Tertiär (?)
 -76, 80 m Schluff, gelb bis graublau
 Oberkreide
 -90,00 m Sandstein, grau

B7, FID1_623, BK 720402, Oberehring

Lage: R 4524217, H 5418135; Ansatzhöhe: 337,8 m ü. NN

Ältere Hochterrasse (ÄHT)

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

- 1,50 m künstliche Auffüllung
 Holozän/Würm-Spätglazial
 -3,50 m Talfüllung des Gütinger Baches:
 -1,80 m Schluff, tonig, Holzreste (Auelehm)
 -3,00 m Schluff, sandig, Holzreste (Bachsedimente)
 -3,50 m Schluff, sandig, kiesig (Bachsedimente)
 Pleistozän
 -8,50 m Terrassenkiese: sandiger Kies und kiesiger Sand mit Lehmlage bei -7,2 bis -7,8 m
 Tertiär, Molasse
 -15,00 m Wechsellagerung aus Ton und Schluff

B8, FID_837, 7039 Neutraubling 1245/2

Lage: R 4513397, H 5426280; Ansatzhöhe: 338 m ü. NN

Jüngere Hochterrasse (JHT)

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

- 1,10 m Auffüllung
Pleistozän
- 5,90 m Lößdeckschichten
- 15,10 m Terrassenkiese:
 - 10,00 m Fein- bis Mittelkies, stark sandig, braun
 - 12,20 m Fein- bis Grobsand, schwach grobkiesig, braun
 - 15,10 m Fein- bis Grobkies, sandig, braun
- Tertiär, Molasse
- 16,00 m Ton, fest, dunkelgrau bis schwarzgrau

B9, FID_808, 7039_Mintraching 776/0_E, Mintraching

Lage: R 4517605, H 5423806; Ansatzhöhe: 333 m ü. NN

Übergangsterrasse 1 (ÜT1)

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

- Pleistozän
- 1,50 m Sandlöß: Feinsand, schluffig braun
- 9,70 m Terrassenkiese: überwiegend Kies, sandig, z.T. steinig, grau
- Tertiär, Molasse
- 12,00 m Ton, schluffig, feinsandig, sehr fest, dunkelgrau

B10, FID_930, 7039_Rosenhof 1156/4, Rosenhof, Siedlung Auhof

Lage: R 4518946, H 5425826; Ansatzhöhe: 330,8 m ü. NN

Niederterrasse 1 (NT1)

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

- Pleistozän (Würm-Hochglazial)
- 12,00 m Terrassenkiese: Mittelkies, feinkiesig, schwach sandig bis sandig
- Tertiär, Molasse
- 20,00 m Schluff, tonig, schwach feinsandig

B11, FID_1014, 7039_BG00027, östlich vom Mooshof, Eltheimer Hölzl

Lage: R 4521060, H 5427400; Ansatzhöhe: 327,5 m ü. NN

Niederterrasse 2 (NT2)

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

- Pleistozän (Würm, frühes Spätglazial)
- 2,10 m Terrassensande, am Top kiesig
- 9,60 m Terrassenkiese
- Braunkohlentertiär (Miozän)
- 10,00 m Braunkohle

B12, FID_1013, 7039_BG00026, östlich vom Mooshof, Eltheimer Hölzl

Lage: R 4521100, H 5427750; Ansatzhöhe: 327,5 m ü. NN

Niederterrasse 2 (NT2)

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

- Pleistozän (Würm, frühes Spätglazial)
- 0,70 m Auelehm
- 3,90 m Terrassenkiese
- Tertiär, Molasse
- 5,00 m Ton

B13, FID_765, 7039_KB 47, nordöstlich von Eltheim

Lage: R 4523590, H 5428760; Ansatzhöhe: 324,84 m ü. NN

Holozäne Donauaue, H 4-Terrasse

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

- Holozän
- 2,60 m Auelehm: Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, braun

- 12,75 m Terrassenkiese: Kies, sandig, schwach schluffig, steinig, grau
Tertiär, Molasse
- 15,00 m Ton, schluffig, feinsandig, braun bis gelbbraun

Eigene Sondierungen mit ¹⁴C-Altern

B14, 7039 Do 09/5: nordöstlich von Eltheim (Entensee), eigene Sondierung

Lage: R 4523319, H 5428156, Ansatzhöhe 324,2 m ü. NN

Holozäne Donauaue, H 4-Terrasse

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

- 1,60 m Auelehm:
 - 0,90 m Lehm, braun, stark kalkhaltig
 - 1,10 m Schluff, leicht lehmig, hellbraun, stark kalkhaltig
 - 1,60 m Lehm, schluffig, hellbraun, stark kalkhaltig
- 3,35 m Aurinnenfazies:
 - 2,60 m Mittel- und Feinsand, hellgraubraun, stark kalkhaltig
 - 2,65 m Schluff, grau, stark kalkhaltig
 - 2,93 m Fein- und Mittelsand, grau, stark kalkhaltig, org. Makroreste
 - 3,00 m Lehm, schluffig, grau, stark kalkhaltig
 - 3,35 m Fein- und Mittelsand, grau, stark kalkhaltig
- 5,00 m Flussbettsedimente der H4-Terrasse:
 - 3,65 m Mittelsand, grau, stark kalkhaltig,
Holzstück bei -3,61 m, **Alter: 1.570 ± 40 ¹⁴C BP** (Beta 266115)
 - 5,00 m Kernverlust (vermutlich Kies, beim Abdrehen des Bohrstocks
deutlich spürbar)

B15, 7039 Do 10/6: nordöstlich von Eltheim (Entensee), eigene Sondierung

Lage: R 4523697, H 5428654, Ansatzhöhe 324,7 m ü. NN

Holozäne Donauaue, H 4-Terrasse

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

- 1,30 m Auelehm:
 - 1,00 m Schluff, feinsandig, hellbraun, stark kalkhaltig
- 1,77 m Aurinnenfazies:
 - 1,77 m Feinsand, hellbraungrau, stark kalkhaltig
- 3,00 m Flussbettsedimente der H4-Terrasse:
 - 2,75 m Mittel- und Feinsand, hellgrau, stark kalkhaltig,
org. Makrorest bei -2,72 m, **Alter: 1.762 ± 42 ¹⁴C BP** (Erl.16044)
 - 3,00 m Mittel- und Feinkies, sandig, stark kalkhaltig

B16, 7039 Do 10/11: nordöstlich von Eltheim (Entensee), eigene Sondierung

Lage: R 4523601, H 5428331, Ansatzhöhe 324,4 m ü. NN

Holozäne Donauaue, H 4-Terrasse

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

- 1,30 m Auelehm:
 - 1,00 m Schluff, feinsandig, lehmig, hellbraun, stark kalkhaltig
- 3,89 m Aurinnenfazies:
 - 1,55 m Feinsand, gelbbraun, stark kalkhaltig
 - 3,89 m Feinsand, hellgrau, stark kalkhaltig,
Holzstück bei 3,80 m, **Alter: 1.620 ± 40 ¹⁴C BP** (Beta 267525)
- 3,90 m Flussbettsedimente der H4-Terrasse:
 - 3,90 m Mittel- und Feinkies, kalkhaltig,

Literatur

BAUBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6938 Regensburg. – München (GLA).

BECKER-HAUMANN, R.A. (2001): The depositional history of the Bavarian Allgäu area at the turn of the Tertiary/Quaternary, Northern Alpine Foreland, Germany – a set of paleogeological maps. – Quaternary International, 79: 55-64.

- BRUNNACKER, K. (1956): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. – München.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän. – *Geologica Bavarica*, 34: 95 S.; München.
- BRUNNACKER, K. (1964): Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. – *Geologica Bavarica*, 53: 148-160; München.
- BRUNNACKER, K. (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. – *Geol. Jb.*, F 14: 15-25; Hannover.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOCI, A. & TILLMANNS, A. (1976): Die Matuyama/Brunhes Grenze am Rhein und an der Donau. – *N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Abh.* 151: 358-378; Stuttgart.
- BRUNNACKER, K., LÖSCHER, M., TILLMANNS, W. & URBAN, B. (1982): Correlation of the Quaternary Terrace Sequence in the Lower Rhine Valley and Northern Alpine Foothills of Central Europe. – *Quaternary Research*, 18: 152-173; Washington.
- BUCH, M.W. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviatile Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – *Regensburger Geogr. Schr.*, 21; Regensburg.
- BUCH, M.W. (1989): Die „Oberauer Schleife“ der Donau bei Straubing: Mensch, Umweltveränderungen und Wandel einer Flußlandschaft zwischen dem 3. und 1. Jahrtausend v. Chr. – Sonderdruck aus: Jahresbericht des Historischen Vereins für Straubing und Umgebung, Jahrgang 91; Straubing.
- BUCH, M. & L. ZÖLLER (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösser im Raum Regensburg. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40: 63-84; Hannover.
- ELLWANGER, D., KÖNIGSWALD, W. VON & FEJFAR, O. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – *Münchener Geowiss. Abh.*, A26: 173-191; München.
- GROSSE-BECKMANN, D. (1993): Die Vegetationsentwicklung Süddeutschlands im Alt- und Mittelpleistozän auf der Grundlage pollenanalytischer Untersuchungen. – *Schriftl. Hausarbeit im Rahmen der 1. Staatsprüfung für das Lehramt Sek. I/ II*: 119 S.; Düsseldorf (unveröffentlicht).
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – *Geol. Jb.*, E 25; Hannover.
- 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 (Elsevier).
- LEGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg a Pleinting. – *Bull. de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*: 153-164; Paris.
- LÉGER, M. (1988): Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau. – *Thèse de Doctorat, Univ. Paris VII* ; Paris.
- MACKENBACH, R. (1984): Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (O.-Österreich). – *Sonderver. Geol. Inst. Univ. Köln*, 55; Köln.
- MANSKE, D.J. (1982): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 164 Regensburg. *Geographische Landesaufnahme 1:200.000; Naturräumliche Gliederung Deutschlands*, Bonn-Bad Godesberg.
- MECKENSTOCK, W. (1914): Morphologische Studien im Gebiet des Donaurandbruches von Neustadt bis Regensburg. – *Inaug. Diss.* Berlin.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – In: BREUER, T. HEINE, K., HERMES, K., OBST, J. & RINSCHKEDE, G. (Hrsg.): *Regensburger Geographische Schriften*, 31; Regensburg.

- OSCHMANN, FR. (1958): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – München (GLA).
- REISCH, L. (1974): Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing. Ldkr. Regensburg. – Quartär, 25: 53-71; Bonn.
- RUTTE, E. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7037 Kelheim. – München (GLA).
- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorf Geogr. Schr., 29; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1994): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum.- In: SCHELLMANN, G. (Hrsg.): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – Düsseldorf Geogr. Schr., 34: 123-146; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1998): Spätglaziale und holozäne Bodenentwicklung in einigen mitteleuropäischen Tälern unter dem Einfluss sich ändernder Umweltbedingungen. – GeoArchaeoRhein, 2: 153-193; Münster.
- 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. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 179–187; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1993): Bodenbildungen und Schwermetallverteilung im Würmlöß des niederbayerischen Donautales. – Düsseldorf Geogr. Schr., 31: 97-115; Düsseldorf.
- 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.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse. – Geol. Jb., A 71: 370 S.; Hannover.
- SCHIRMER, W., BOS, J.A.A., DAMBECK, R., HINDERER, M., PRESTON, N., SCHULTE, A., SCHWALB, A. & WESSELS, M. (2005): Holocene fluvial processes and valley history in the river Rhine catchment. – Erdkunde, 59: 199-215.
- STRUNK, H. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 40: 85-96; Hannover.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg und Neuburg/Donau und Regensburg. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 30: 1-198; Köln.
- TILLMANN, W. (1980): Zur plio - pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., 62: 199-205; Stuttgart.
- TILLMANN, W. (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 26: 99-202; Freiburg.
- UNGER, H.J. (1987): Die Bohrung Köfering und Schierling 1 südlich von Regensburg und ihr geologisch-tektonischer Rahmen. – Geol. Jb., A 105: 57-74; Hannover.
- UNGER, H.J. (1999): Zur Geologie im Donautal zwischen Straubing und Pleinting. – Documenta naturae, 128; München.

- UNGER, H.J. & DOPPLER, G. (1996): Jüngste tertiäre Ablagerungen im Molassebecken. – BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000: 185-187; München.
- WEBER, K. H. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7137 Abensberg; München (GLA).
- WEINIG, H. (1980): Hydrogeologie des Donautales. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main. Hydrogeologie 9-26; Beilage 6, 7; München.
- WERNER, H. J. & SCHÖNWEISS, R. (1974): Eine epipaläolithische und mesolithische Wohnanlage von Sarching. Ldkr. Regensburg. Eine Fundstelle der „Atzenhofer Gruppe“ im Donautal? – Bonner Hefte z. Vorgeschichte, 8: 109-120; Bonn.