

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 der Täler von Großer und Kleiner Laber sowie des Donautals auf Blatt Nr. 7139 Aufhausen
– Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009**

Gerhard SCHELLMANN

Vorwort

Die quartärgeologische Aufnahme des Gradabteilungsblattes Nr. 7139 Aufhausen erfolgte in den Jahren 2008 und 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 quartären Terrassen der beiden Labertäler wurden erstmalig in unveröffentlichten, am Bayerischen Landesamt für Umwelt vorliegenden Diplomarbeiten von QUIEL (1971) und SCHMITT (1971) bearbeitet.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung zusätzlich zur Verfügung: das Bohrarchiv (Bodeninformationssystem BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) sowie weitere zahlreiche Schichtenverzeichnisse von Brunnen- und Pegelbohrungen, von Aufschluss- und Baugrundbohrungen sowie von geothermischen Erkundungsbohrungen. Letztere wurden dankenswerter Weise von folgenden Stellen zur Verfügung gestellt: Wasserwirtschaftsämter Regensburg, Landshut und Kehlheim, Staatliches Bauamt Regensburg, Landratsämter Kehlheim und Regensburg, Autobahndirektion Süd, Rhein-Main-Donau-AG und diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof).

Historische Flurkarten (Uraufnahmen im Maßstab 1 : 5.000 und Positionsblätter im Maßstab 1 : 25.000) aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (Bayerisches Landesvermessungsamt München) waren u.a. eine Informationsquelle zur Rekonstruktion eventueller frühneuzeitlicher Flusslaufverlegungen der Großen Laber.

Massenspektrometrische Radiokohlenstoff-Datierungen (AMS ¹⁴C) organischer Makroreste aus den spätglazialen und holozänen Talauen der Großen und Kleinen Laber wurden vom ¹⁴C-Labor der Fa. Beta Analytic Inc. (Miami, Florida) durchgeführt.

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 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 Aufhausen erstreckt sich südöstlich von Regensburg (Abb. 1) am Übergang vom Nieder- bzw. Unterbayerischen Hügellandes zum Straubinger Becken, das auch als „Dungau“ oder „Straubinger Gäu“ oder „Gäuboden“ bezeichnet wird. Geologisch liegt es im nordöstlichen Teil des Molassebeckens, dort, wo die Regensburger Kreide der Fränkischen Alb nach Osten und Südosten unter die tertiären Lockersedimente des nördlichen Alpenvorlandes abtaucht. Während Oberkreideschichten noch im westlichen Blattgebiet zwischen Eggmühl und Zaitskofen beiderseits des Labertales anstehen (Bild 1), liegt die Oberkante der Oberkreide am nordöstlichen Blattrand bei Hellkofen bereits in einer Tiefe von 191 m ü. NN und südlich von Aufhausen in 226 m ü. NN (Beilage 2).

Fast 70% der Blattfläche nehmen die sanften Bergkuppen und -rücken, oft auch eher flachwelligen Hochflächen des Niederbayerischen Hügellandes ein. Es wird auch als Unterbayerisches Hügelland, Niederbayerisches Tertiärhügelland oder Donau-Isar-Hügelland bezeichnet. Während das Niederbayerische Hügelland nördlich der Großen Laber Höhenlagen von etwa 380 bis 410 m ü. NN besitzt, erreicht es deutlich größere Höhenlagen von 440 m bis 460 m ü. NN südlich der Gr. Laber im bewaldeten Höhenzug östlich des Hinterbergs am südwestlichen Blattrand. Von dort dacht es nach Osten auf etwa 420 m ü. NN im Bereich des Osterholz ab. In dieses Hügelland sind sowohl das Donautal im nordöstlichen Blattgebiet als auch die beiden bedeutenden autochthonen Täler der Großen Laber im zentralen Bereich und der Kleinen Laber im Südosten des Blattes eingetieft. Dabei ist bei Aufhausen ein nach Osten vorsprin-



Bild 1: Großberger Sandstein (Oberkreide) in einem aufgelassenen Steinbruch an der Landstraße R1 östlich von Unterdeggenbach (Photo: G. SCHELLMANN April 2009).

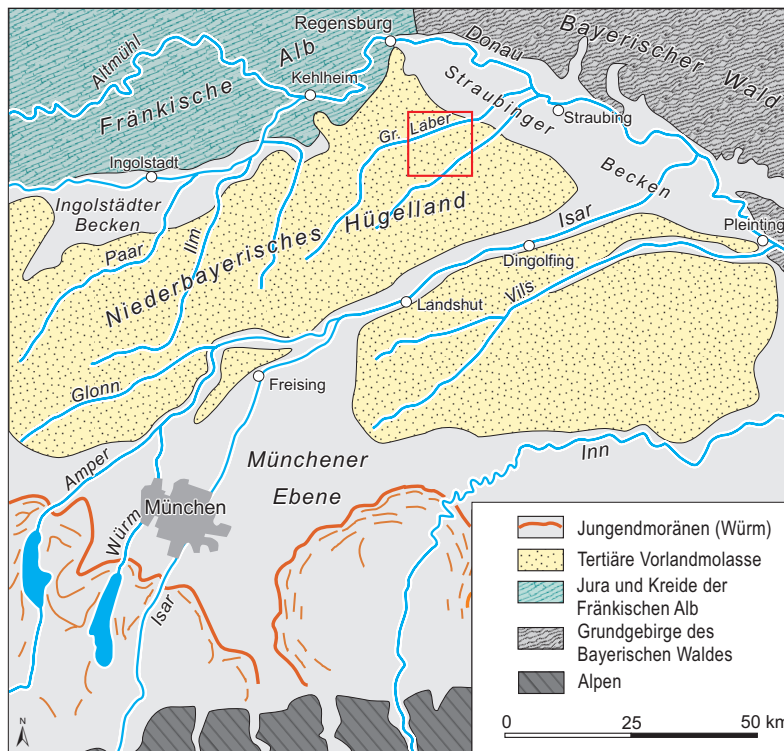


Abb. 1: Übersichtskarte zur großräumigen Lage des Kartenblattes 7139 Aufhausen.

westlichen Blattrand eine Höhenlage von 365 m ü. NN, die talabwärts auf 353 m ü. NN am östlichen Blattrand abnimmt. Der Talboden der Kl. Laber liegt in einer Höhenlage von 363 m ü. NN am südwestlichen Blattrand, die sich talabwärts auf 359 m ü. NN am östlichen Blattrand verringert.

2. Talgeschichte

Die Talgeschichte der Niederbayerischen Donau und die ihrer Nebenflüsse beginnt im ausgehenden Obermiozän bis frühem Pliozän als in diesem Raum die Molassezeit endete und als Folge einer allgemeinen Heraushebung und ostwärtigen Kippung Süddeutschlands die nach Südosten orientierte Donau entstand (u.a. UNGER & DOPPLER 1996; TILLMANN 1984; MACKENBACH 1984; BECKER-HAUMANN 2001; KUHLEMANN & KEMP 2002). Im Laufe des Quartärs tiefte sich die Donau und ihre Zuflüsse in das sich weiter heraushebende Alpenvorland ein, letztlich bis auf die heutige Talsohle. Diese generelle Tendenz zur schwachen Heraushebung und damit zur Tieferlegung der Talsohlen wurde allerdings vor allem in den Stadien quartärer Kaltzeiten von bedeutenden Aufschüttungsphasen mit Bildung ausgedehnter Terrassenfluren unterbrochen. Letztere sind es, die letztlich im Donautal und seinen Nebentälern, wie das der Großen und Kleinen Laber, das heutige Bild von unterschiedlich hohen, die Talsohle begleitenden Akkumulationsterrassen geschaffen haben.

Die bisher ältesten bekannten Donauablagerungen sind Hochschotter, die in verschiedenen Höhenlagen zwischen ca. 55 bis 110 m Höhe über dem Donautal zwischen

gender Ausläufer des Tertiärhügellandes in ca. 400 m ü. NN erhalten, der das Tal der Großen Laber von den Donauebenebenen im Norden trennt.

Die höchsten Erhebungen von bis zu 460 m ü. NN befinden sich am südwestlichen Blattrand westlich von Hörgelsdorf. Dagegen bilden beiden Labertäler markante morphologische Tiefenlinien im Blattgebiet darstellen. Dabei besitzt der Talboden der Gr. Laber am

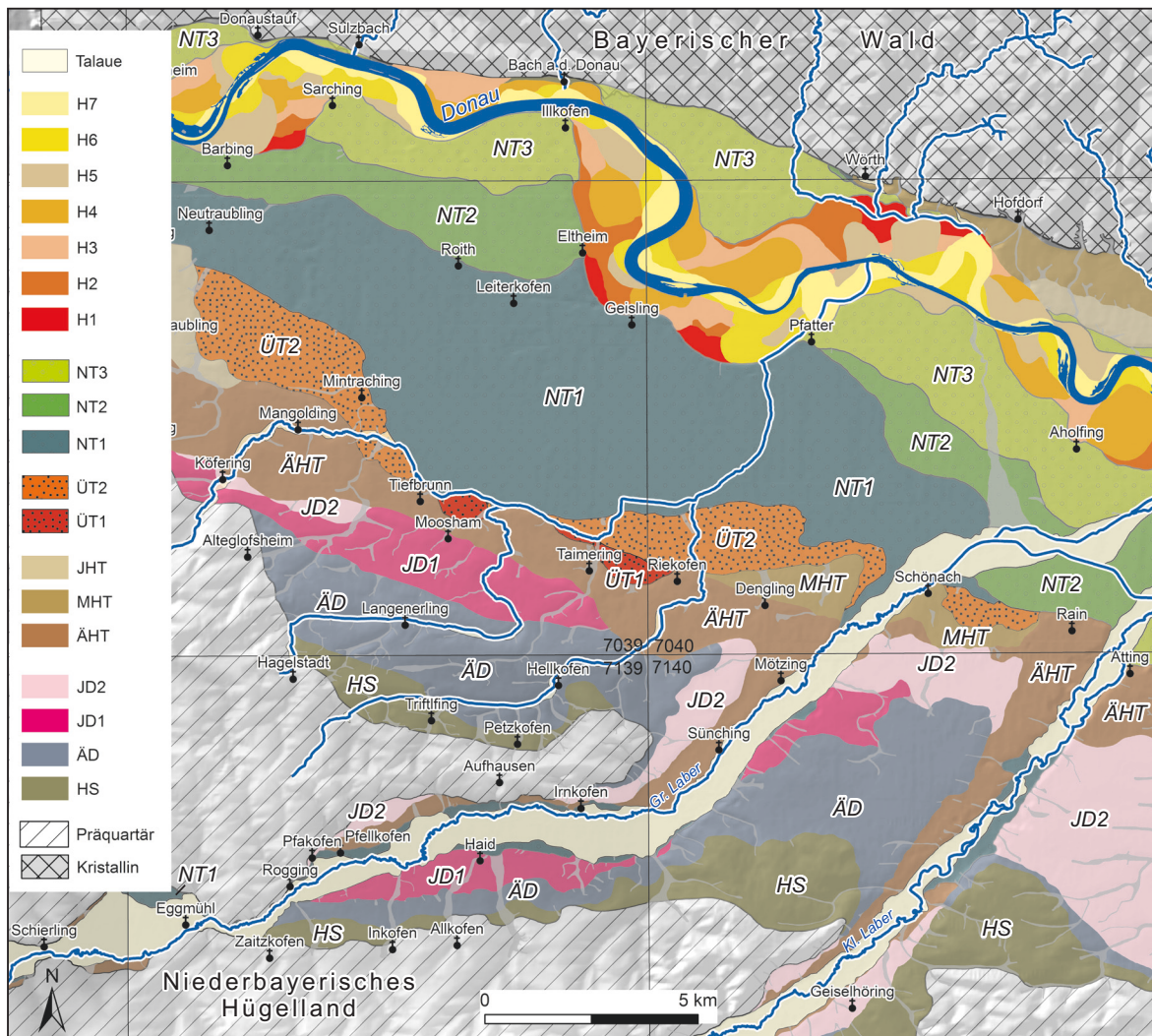


Abb. 2: Übersichtskarte zur Verbreitung alt- und mittelpleistozäner Terrassen im Donautal und im Tal der Großen Laber von Schierling bis zur Einmündung in das Donautal unterhalb von Sünching (Kartengrundlage: Hillshade aus LiDAR DGM 3 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

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 mittelplozänes Alter annimmt. Die tiefer gelegenen Hochschottervorkommen in ca. 55 m Höhe über Tal besitzen nach TILLMANNS (1984: 156ff.; ders. 1980: 200ff.; ders. 1977: 95ff.) eine ähnliche Höhenlage wie die ältestpleistozänen, als biberkaltzeitlich eingestuft Hochschotter in der Iller-Lech-Platte. Letztere sind wahrscheinlich älter als die unterpleistozänen Interglaziale Tegelen und Waal (ELLWANGER et al. 1994; BECKER-HAUMANN 2001).

Aus dieser Frühzeit der Talentwicklung sind im Blattgebiet weder im Donautal, noch in den beiden Labertälern Flussablagerungen bekannt. Die in beiden Labertälern erhaltenen Hochschotter vereinigen sich an der jeweiligen Talmündung ins Donautal mit dem dort erhaltenen Donau-Hochschotter (Abb. 2), sind insofern annähernd

zeitgleiche Bildungen (SCHELLMANN et al. 2010). Vergleicht man allerdings die am nordöstlichen Blattrand nördlich des „Aufhausener Tertiärrückens“ in etwa 45 bis 50 m Höhe über dem heutigen Donautal erhaltene Hochschotterverebnung mit den donauaufwärts im Raum Kehlheim-Regensburg in 55 bis 110 m über dem Donautal bekannten Hochschottervorkommen, so liegt nicht nur deren Oberfläche, sondern auch deren kiesiger Terrassenkörper deutlich tiefer im Tal. Insofern sind die im Blattgebiet erhaltenen Hochschotter der Donau und deren zeitlich äquivalenten Laberbildungen wahrscheinlich jünger als die Hochschotter der Iller-Lech-Platte und deren mutmaßlich biberkaltzeitliches Alter.

Einen wichtigen Hinweis auf die zeitliche Stellung der pleistozänen Donauterrassen und ihrer korrelierten Bildungen in den Labertälern 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 (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Von BRUNNACKER et al. (1982) konnte in den hangenden fluviatilen Sedimenten ein mehrfacher Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachgewiesen werden, die sie dem Jaramillo-Event vor etwa 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren zuordnen. 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) von Donau, Großer und Kleiner Laber in etwa zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

Erst anschließend sind, ebenfalls als Hinterlassenschaften kräftiger kaltzeitlicher Akkumulationen fluvialer Sedimente in den Tälern, die nachfolgenden jüngeren Terrassenbildungen der mittelpleistozänen Jüngeren Deckenschotter (JD1, JD2) und Hochterrassen entstanden. Die letzte große kaltzeitliche Akkumulationsperiode war dann die Würm-Kaltzeit, deren vielfältige talgeschichtliche Auswirkungen im Donautal viel besser bekannt sind (u.a. SCHELLMANN et al. 2010; SCHELLMANN 2010) als in den Tälern von Großer und Kleiner Laber. Als fluviale Hinterlassenschaften der Würm-Kaltzeit ist dort nur eine, wahrscheinlich würmhochglaziale Niederterrasse in geringer Höhe über der Talaue erhalten, während das gesamte Würm-Spätglazial und Holozän in den Kiesen und Auensedimenten der Talsohle verborgen liegt. Im Rahmen der hier vorgelegten Neuaufnahmen des Blattgebiets und dem zur Verfügung stehenden sehr engen Zeitrahmen konnte keine weitere morphostratigraphische Untergliederung der spätglazialen und holozänen Talauen beider Laberflüsse vorgenommen werden. Hier besteht zukünftiger Forschungsbedarf.

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 und die im Text genannten Bohrungen in Kapitel 6 zusammengestellt.

Das Kartenblatt hat im Nordosten Anteil an unter- und mittelpleistozänen Hochschotter- und Deckenschotterfluren der Donau, die u.a. bei SCHELLMANN (in diesem Band: 7039 Mintraching) sowie SCHELLMANN et al. (2010) beschrieben sind. Hinzu kommen unter- und mittelpleistozäne Terrassenbildungen, die in Relation zu ihrer hohen Altersstellung manchmal mit erstaunlicher Breite oberhalb der heutigen Talböden von Großer und Kleiner Laber erhalten sind. Deren stratigraphische Einstufung erfolgt mangels anderer Altershinweise über ihre teilweise direkte morphologisch-geologische Verknüpfung mit den Donauterrassen an der Mündung der beiden Labertäler ins Donautal (Abb. 2).

Die Fortsetzung der Laberterrassen im Blattgebiet auf dem östlich angrenzenden Gradabteilungsblatt Geiselhöring und die Verknüpfung mit den Donauterrassen ist bei SCHELLMANN et al. (2010) dargestellt. Die im angrenzenden Donautal verwendete Nomenklatur wurde weitgehend auch für die Bezeichnung der Flussterrassen in den beiden Labertälern benutzt.

3.1 Unter- und Mittelpleistozän

Unter- und mittelpleistozäne Terrassen der Donau erstrecken sich nördlich von Aufhausen in Form ausgedehnter, von zahlreichen Dellen zerschnittener Ebenheiten, die von der Höhenlage ihrer Oberflächen und ihrer kiesigen Flussbettsedimente als Hochschotter (HS) und als Älterer Deckenschotter (ÄD) der Donau einzustufen sind. Im Tal der Großen Laber sind oberhalb des jungquartären Talbodens neben Hochschotter (HS) und Älterer Deckenschotter (ÄD) auch die beiden Jüngeren Deckenschotter (JD1, JD2) und die Ältere Hochterrasse (ÄHT) als schmale Terrassenverebnungen erhalten (Abb. 2).

Das Tal der Kleinen Laber wird im Blattgebiet lediglich von den Terrassenflächen des ÄD und des JD2 umrahmt. Erst weiter talabwärts wird es dann auch von weiteren älteren und jüngeren Laber- und Donauterrassen begleitet (Abb. 2).

3.1.1 Hochschotter (HS)

Untergleistoziän

Nördlich von Aufhausen erstrecken sich in einer Höhenlage von bis zu 376 m ü. NN (ca. 45 m ü. Donautal) Verebnungsreste des Hochschotters (HS) der Donau (Abb. 2), die von zahlreichen Dellen zerschnitten sind. Südlich von Alteglofsheim (7039 Min-



Bild 2: Blick nach NNW über die Hochschotterebene und den Anstieg zum Niederbayerischen Hügelland (obere linke Bildhälfte) im Donautal südöstlich von Hagelstadt (Photo: G. SCHELLMANN Juli 2009).

traching) setzt der Hochschotter als schmale Terrassenleiste am Übergang zum Niederbayerischen Hügelland ein (Bild 2), biegt bogenförmig nach Südosten um ins nördliche Blattgebiet von Aufhausen und erstreckt sich dort über Triftlfing, Petzkofen bis östlich von Niederhinkofen in ca. 370 bis 374 m ü. NN.

Auch im Tal der Großen Laber sind auf der südlichen Talseite am Übergang zum Tertiärhügelland Terrassenverebnungen im Hochschotterniveau erhalten (Abb. 2), die bereits von QUIEL (1971: 47) vermutet wurden. Sie liegen unterhalb des Engtaldurchbruchs durch den Großberger Sandstein (Bild 1) bei Zaitzkofen in einer Höhenlage von ca. 373 bis 377 m ü. NN (ca. 16 bis 20 m ü. Laberaue). Von dort erstrecken sie sich fast durchgängig erhalten als 300 bis maximal 700 m breite, allerdings von zahlreichen Dellentälchen und Bachläufen zerschnittene Terrassenfluren bis zum östlichen Blattrand in etwa 365 bis 370 m ü. NN (ca. 20 bis 25 m ü. Laberaue). Weiter talabwärts sind sie dann bis östlich von Malchesing verbreitet (Blatt 7140 Geiselhöring; siehe auch SCHELLMANN et al. 2010), wo sie auf die Hochschotterfluren des Donautales einmünden (Abb. 2).

Mächtigkeit: Die Donauhochschotter im nordöstlichen Blattgebiet besitzen nach dem Schichtenverzeichnis einer Bohrung südwestlich von Triftlfing (Kap. 5: B1, FID_3075) mindestens 4 m mächtige Terrassenkiese mit Oberkanten bei 352 m ü. NN und einer Basis bei 348 m ü. NN. Die Kiese sind in der Bohrung von 5 m mächtigen feinklastischen Sedimenten (v.a. Lößlehm) überdeckt (Beilage 2). Die Kiesmächtigkeiten der Hochschotter am südlichen Talrand der Großen Laber sind weitgehend nicht bekannt. Lediglich bei Illkofen durchteufte eine Bohrung unter 8 m mächtigen sandigen Deckschichten einen 1,2 m mächtigen Kieskörper, dessen Basis bei 362,5 m ü. NN etwa 8 m über der Laberaue erreicht wurde (Kap. 5: B2, FID_3150; Beilage 3).

Im Tal der Kleinen Laber sind am östlichen Talrand ebenfalls Hochschotter erhalten, allerdings außerhalb des Blattgebiets auf dem östlichen Nachbarblatt Geiselhöring (Abb. 2; SCHELLMANN et al. 2010).

Lithologie und Fazies: Die lithologische und fazielle Ausprägung der Hochschotterablagerungen von Donau und Großer Laber sind nicht bekannt. Bezüglich der Deckschichten unterscheiden sich die Hochschotter der Donau mit ihren mächtigen Lößbedeckungen deutlich von den Hochschottern der Großen Laber, die weitgehend lößfrei und vor allem am Talrand sandige Auflagen mit Kiesanteilen vermutlich periglazialer Genese (Solifluktion und Abluation) tragen.

Alter: Die Hochschotter von Donau und Großer Laber sind die höchsten und ältesten im Blattgebiet erhaltenen Terrassen und dürften bereits im Unterpleistozän deutlich vor dem Jaramillo-Event, vor mehr als 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren entstanden sein (SCHELLMANN et al. 2010).

3.1.2 Älterer Deckenschotter (ÄD)

Unterpleistozän

Nördlich von Aufhausen und nördlich der dort erhaltenen Donau-Hochschotter erstreckt sich zwischen Triftlfing, Hellkofen und über die nordöstliche Blattgrenze hinaus eine von zahlreichen Dellentälchen und dem Gütinger Bach stark zerschnittene Ältere Deckenschotterflur (ÄD) der Donau (Abb. 2). Sie setzt auf dem Nachbarblatt Mintraching bei Alteglofsheim ein und erstreckt sich mit einer Breitenausdehnung von bis zu 2,5 km weiter nach Osten bis zum Tal der Großen Laber. Dort, im Raum Sünching, münden die ÄD-Terrassenflächen beider Täler zusammen, sind also zeitgleiche Bildungen.

Das Terrassenniveau des ÄD der Donau wurde von HOMILIUS et al. (1983: 60) als „altpleistozäner Schotter“ und von LEGER (1988: 388) als „terrasse pre-Riss“ bzw. von LEGER (1965) als „niveau superieure“ bezeichnet und als prä-mindelzeitlich eingestuft.

Im Tal der Großen Laber ist der ÄD entlang des nördlichen Talrandes unterhalb von Irnkofen als schmale, talaufwärts auskeilende Terrassenleiste in ca. 355 bis 357 m ü. NN (ca. 10 bis 13 m ü. Talaue) erhalten: Sie wurde dort von WEINIG (1980) als „Jüngerer Deckenschotter“ eingestuft. Auf der südlichen Talseite erstreckt sich der ÄD durchgehend als etwa 300 bis 700 m breite Terrassenverebnung von Zaitzkofen in ca. 367 bis 370 m ü. NN (ca. 10 bis 13 m ü. Talaue) über Inkofen und nordöstlich von Aukofen bis östlich von Wallkofen in ca. 354 bis 356 m ü. NN (ca. 10 bis 12 m ü. Talaue). Er wurde bereits von QUIEL (1971) in ähnlicher Verbreitung als „Ältere Terrasse“ kartiert. Weiter talabwärts ist er über den östlichen Blattrand hinaus bis zur Einmündung auf den ÄD der Donau im Raum östlich von Sünching erhalten (Abb. 2; SCHELLMANN et al. 2010).

Der ÄD der Kleinen Laber bildet am südlichen Talrand eine ausgedehnte, über die südliche Blattgrenze hinausreichende Terrassenfläche in ca. 372 m ü. NN (ca. 10 m ü. Talaue), die sich weiter talabwärts bis Geiselhöring erstreckt (Abb. 2; SCHELLMANN et al. 2010).

Mächtigkeit: Mächtigkeit und Tiefenlage des Kieskörpers des ÄD von Donau, Großer und Kleiner Laber sind im Blattgebiet nur sehr unzureichend bekannt. Zwei Bohrungen im nordöstlichen Blattgebiet nördlich und südwestlich von Hellkofen (Beilage 3) weisen daraufhin, dass der von der Donau abgelagerte ÄD-Kieskörper maximal 10,5 m mächtig ist und eine 10,5 bzw. 16 m mächtige Lößdecke trägt. Die Kiesoberkante wurde bei 342,4 bzw. 349 m ü. NN und die Kiesbasis bei 333,4 bzw. 333 m ü. NN (ca. 6 m ü. NT3) erreicht (Kap. 5: B3, FID_3055).

Keine Informationen liegen zur Mächtigkeit des ÄD-Kieskörpers im Bereich der lößbedeckten ÄD-Terrassenflächen am nördlichen Talrand des Großen Labertals unterhalb von Irnkofen vor. Der ÄD-Kieskörper südlich des Talbodens reicht in der Regel bis an die Terrassenoberfläche oder ist meist nur von geringmächtigen (<1 m) sandigen Deckschichten (v.a. Fließerden) verhüllt. Etwa 2 km östlich des Blattgebietes ist der ÄD-Kieskörper je nach Stärke der nachträglichen Erosion seiner Oberfläche bis zu 10,3 m mächtig (SCHELLMANN et al. 2010). Die Kiesbasis liegt dort in 338 bis 340 m ü. NN, d.h. im Oberflächenniveau der angrenzenden Talaue (Kap. 5: B4, Fid_3244). Insofern ist davon auszugehen, dass auch im Blattgebiet die Basis der ÄD-Laberkiese in etwa bis ins heutige Auenniveau hinabreicht (Beilage 2 und Beilage 3).

Über die Mächtigkeit des ÄD-Kieskörpers im Tal der Kleinen Laber liegen keine Informationen aus dem Blattgebiet vor. Nach eigenen Sondierungen besitzt er eine mehr als 3 m mächtige Lößlehmdecke. Auf dem Nachbarblatt Geiselhöring haben vier Bohrungen südlich von Sallach den Kieskörper durchteuft. Die ÄD-Kiese sind dort ca. 1,3 bis 1,7 m mächtig und tragen eine 3,2 bis 7 m mächtige Lößdecke. Die Kiesbasis lag dort in einer Tiefe von 355 bis 358 m ü. NN und damit nur etwa 3 bis 4 m über der Talaue der Kleinen Laber (SCHELLMANN et al. 2010). Ähnliche Mächtigkeiten und Tiefenlagen sind auch für den ÄD der Kleinen Laber im Blattgebiet anzunehmen.

Lithologie und Fazies: Zur lithologischen und faziellen Ausprägung des Älteren Deckenschotters liegen aus den drei Tälern keine Informationen vor.

Alter: Der ÄD der Donau im nordöstlichen Blattgebiet könnte von der Höhenlage seiner Kiesbasis in nur rund 6 bis 8 m ü. NT3 der Donau zeitlich den von BRUNNACKER (1964; ders. 1982; BRUNNACKER et al. 1976) beschriebenen Stapelungen fluviatiler Sedimente in der inzwischen aufgelassenen Ziegelei Strobel am Nordrand der Stadt Regensburg entsprechen. Deren Basis liegt nur etwa 7 m über der Regenniederterrasse. BRUNNACKER et al. (1982) konnten dort in den hangenden fluviatilen

Sedimenten einen mehrfachen Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachweisen, die sie dem Jaramillo-Event vor etwa 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren zuordnen. 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) im Donautal und in den beiden hier betrachteten Labertälern in etwa zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

3.1.3 Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1)

Mittelpleistozän

Der ältere der beiden Jüngeren Deckenschotter, der JD1, bildet im Tal der Großen Laber eine bis zu 1 km breite und weitgehend lößfreie Terrassenflur, die sich südlich der heutigen Talauen erstreckt (Abb. 2) und von diesen durch einen meist 2 m hohen Stufenrand deutlich abgesetzt ist. Der JD1 setzt südlich der Laberauen mit bis zu 1 km Breite auf der Höhe von Rogging ein und erstreckt sich talabwärts über die Flur „Eichgarten“ fast bis zum östlichen Blatttrand nordöstlich von Wallkofen.

Von QUIEL (1971) wurde diese Terrasse erstmalig kartiert und als „Jüngere Terrasse“ bezeichnet. Auch WEINIG (1980) hat diese Terrassenfläche in seiner geologischen Übersichtskarte des Donautals dargestellt, allerdings als Hochterrasse.

Betrachtet man allein die relativ geringe Höhenlage der Terrassenoberflächen von 4 bis 6 m über den Talauen der Großen Laber, dann sind sie nur geringfügig höher als die etwa 2 m über den Talauen liegenden Hochterrassenflächen auf der Nordseite des Tales. Insofern ist zunächst eine Einstufung als Hochterrasse naheliegend. Allerdings sind die nördlich der Großen Laber erhaltenen Hochterrassenflächen mit 2 bis 3 m mächtigen Lößlehm- und Fließerd- bedeckt, während die JD1-Terrassenflächen auf der Südseite des Talbodens weitgehend frei von Deckschichten sind. Dort reicht der JD1-Kieskörper häufig bis zur Terrassenoberfläche. Damit differieren letztlich die fluvi- alen Aufschüttungsniveaus beider Terrassen, also die Kiesoberkanten, um etwa 4 bis 6 m und das ist für die quartären Flussterrassen in diesem Raum doch beträchtlich.

Im Tal der Kleinen Laber ist der JD1 weder innerhalb des Blattgebietes noch bis zur dessen Einmündung ins Donautal erhalten (Abb. 2).

Mächtigkeit: Zahlreiche, inzwischen rekultivierte Kiesgruben an der JD1-Terrassen- stirn zum Talboden der Großen Laber weisen darauf hin, dass der JD1-Kieskörper von der Terrassenoberfläche bis unter den Grundwasserspiegel und damit unter das Auen- niveau reicht. Insofern ist außerhalb stärker erodierter Terrassenoberflächen von einer Mindestmächtigkeit des JD1-Kieskörpers von ca. 4 bis 6 m auszugehen.

In drei Bohrungen westlich und südwestlich von Haid wurde die Kiesbasis in 1 bis 2 m Tiefe unter Talauenniveau bei 348,7 bis 349,8 m ü. NN angetroffen (SCHELLMANN

et al. 2010), wobei der JD1-Kieskörper dort Mächtigkeiten von bis zu 4 m besitzt (Kap. 5: B5, FID_3144).

Lithologie und Fazies: Aktuell existieren keine Aufschlüsse mehr, die Informationen zur Lithologie und Fazies des JD1 liefern können. Die hangenden 1 bis 3 m der JD1-Flußbettfazies scheinen nach einzelnen Bohrungen und Sondierungen sehr sandig ausgebildet zu sein.

Nach QUIEL (1971: 48f., 21) zeigten die bis 2 m tiefen Aufschlusswände in den nordwestlich von Inkofen und nördlich von Wallkofen befindlichen und inzwischen rekultivierten Kiesgruben unter gelegentlich kryoturbat verstellten hangenden Kiesen und Sanden einen raschen Wechsel von überwiegend mittelsandigen Fein- bis Mittelkiesen mit Sandlagen, Sandlinsen und gelegentlich auch Schluff- und Tonlagen. Sedimentpetrographisch zeigten sich keine signifikanten Unterschiede zu kiesigen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse (OSM), die in großer Verbreitung im Einzugsgebiet der Großen Laber anstehen. Daher dominieren im Geröllspektrum bei weitem Quarze, wobei in einzelnen Partien Lydite, Radiolarite sowie kristalline Gerölle und rote Sandsteine auftreten. Im Schwermineralspektrum der Feinsandfraktion zeigt sich nach QUIEL (1971: 38) eine extreme Anreicherung der verwitterungsresistenten Minerale Staurolith, Disthen, Rutil und Zirkon.

Alter: In Anlehnung an die Alterseinstufung des JD1 der Donau (SCHELLMANN et al. 2010) ist davon auszugehen, dass auch der JD1 der Großen Laber mindestens aus der fünften Kaltzeit vor heute stammt.

3.1.4 Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2)

Mittelpleistozän

Der Jüngere Deckenschotter 2 (JD2) ist im Blattgebiet im Großen und im Kleinen Labertal erhalten (Abb. 2). Im Tal der Großen Laber bildet er auf der nördlichen Tal-seite zwischen Pfellkofen und Gansbach eine maximal 550 m breite lößbedeckte Terrassenleiste, deren Oberfläche etwa 4 bis 6 m über den Laberauen liegt. Weiter talabwärts ist der JD2 zunächst ausgeräumt bis er bei Irnkofen in ähnlicher Höhenlage über den Laberauen als schmale Terrassenleiste am Talrand wieder einsetzt und von dort talabwärts bis unterhalb von Sünching als bis zu 1 km breite Terrassenfläche erhalten ist (Abb. 2).

Das fluviatile Aufschüttungsniveau des JD2, also die Oberkante der Laberkiese, ist unter mächtigen Lößdeckschichten verborgen. Eine eigene Sondierung durchteufte ca. 900 m östlich vom Pfellkofen 8 m mächtige Lößlehme und Fließerdien, ohne JD2-Kiese zu erreichen. Diese erstaunlichen Lößmächtigkeiten könnten daher resultieren, dass eine im Untergrund verborgene Dellenfüllung erbohrt wurde. Außerhalb des Blattgebiets im Raum Sünching besitzt die Lößdecke auf dem JD2 durchschnittliche

Mächtigkeiten von 3 bis 6 m. Geht man von ähnlichen Mächtigkeiten auch im Blattgebiet aus, dann sollte die Oberkante der JD2-Laberkiese in etwa im Oberflächenniveau der Talauen liegen und damit deutlich tiefer als die Kiesoberkanten des JD1.

Auch im Kleinen Labertal ist der JD2 als lößbedeckte Terrassenflur erhalten (Abb. 2). Dort begleitet er die spätglazialen und holozänen Laberauen an ihrer südöstlichen Talseite und erreicht unterhalb von Laberweinting Breitenausdehnungen von bis zu 700 m. Die zentralen Terrassenbereiche liegen im Bereich des Kartenblattes im Mittel bei 4 bis 5 m über der Talaue, wobei die Lößdecke nach einer Sondierung ca. 800 m östlich des Bayerbacher Baches und einer Bohrung nordöstlich von Sallach (7140 Geiselhöring) bis zu 6 m mächtig sein kann. Insofern ist davon auszugehen, dass die Oberkante der vermutlich 1 bis 2 m mächtigen JD2-Kiese in etwa im Niveau des Talbodens liegt, was auch die Grundwasseraustritte mit z.T. torfigen Anmoorbildungen am Rand der Laberaue nordöstlich von Laberweinting erklären würde.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten des JD2-Kieskörpers im Großen Labertal sind unbekannt. Die bekannten, von der Donau beeinflussten großen JD2-Kiesmächtigkeiten im Raum Sünching (SCHELLMANN et al. 2010) können nicht auf das Blattgebiet übertragen werden. Ebenso fehlen Informationen zu Kiesmächtigkeiten und zur Tiefenlage des JD2-Terrassenkörpers im Tal der Kleinen Laber, zumindest im Blattgebiet. Talabwärts ist der JD2-Kieskörper in einer Bohrung nordöstlich von Sallach (Abb. 2) 1,4 m mächtig. Seine Basis liegt dort etwa 1 m unter Talaue.

Lithologie und Fazies: Informationen zur Lithologie und 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.

3.1.5 Ältere Hochterrasse (ÄHT)

Mittelpleistozän

Im Tal der Großen Laber wurde bereits von WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) die am östlichen Blattrand bei Haidenkofen einsetzende lößbedeckte Terrassenflur in etwa 2 m Höhe über den heutigen Laberauen als Hochterrasse eingestuft und deren Einmündung auf die Donau-Hochterrasse festgestellt. Von SCHELLMANN et al. (2010) wurde gezeigt, dass dieses Niveau zur Älteren Hochterrasse (ÄHT) der Donau gehört.

Laberaufwärts erstrecken sich weitere lößbedeckte ÄHT-Flächen in ähnlicher Höhenlage über der heutigen Talaue, allerdings nur auf der nördlichen Talseite der Großen Laber. Als schmale Terrassenleisten findet man sie östlich der Mittermühle sowie südwestlich von Aufhausen bis nach Pfellkofen. Letztere wurde bereits von SCHMITT (1971) in einer ähnlichen Verbreitung als „Jüngere Terrasse“ kartiert.

Im Tal der Kleinen Laber ist im Blattgebiet keine Hochterrasse erhalten. Aber weiter talabwärts ist sie dann u.a. bei Sallach wieder verbreitet (SCHELLMANN et al. 2010).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des ÄHT-Kieskörpers im Großen Labertal ist weitgehend unbekannt. Südwestlich von Aufhausen wurde am Außenrand der ÄHT unter 2 m mächtigen feinklastischen Deckschichten ein 3,5 m mächtiger Kieskörper zwischen 352 m (ca. 2 m über Talaue) bis 348,5 m ü. NN (ca. -1,5 m unter Talaue) angetroffen (Beilage 2; Kap. 5: B7, FID_3116). Eigene Sondierungen südöstlich von Aufhausen erreichten den dort über 1,1 m mächtigen ÄHT-Kieskörper unter einer 1,9 m mächtigen Lößlehm bei ca. 345 m ü. NN im Niveau der Talaue (Kap. 5: B8, 7139 La08/13).

Diese wenigen Befunde ähneln den Lagerungsverhältnissen des ÄHT-Kieskörpers etwa 3 km talabwärts am südwestlichen Ortsrand von Sünching (SCHELLMANN et al. 2010). Dort liegt die ÄHT-Kiesoberkante bis zu 2 m über und die Kiesbasis etwa 3 bis 4 m unter dem Bezugsniveau „Laberaue“, wobei der Kieskörper etwa 3 bis 4 m mächtig ist.

Lithologie und Fazies: Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in die lithologische Zusammensetzung und den sedimentologischen Aufbau der ÄHT-Flussbettsedimente inklusive der aufliegenden Lößdeckschichten gewähren.

Alter: In Analogie zum angrenzenden Donautal (SCHELLMANN, in diesem Band: 7039 Mintraching) ist davon auszugehen, dass die ÄHT der Großen Laber ebenfalls schon in der dritten Kaltzeit vor heute entstanden ist.

3.2 Oberpleistozän

3.2.1 Niederterrasse 1 (NT1)

Würm-Hochglazial

In beiden Labertälern (Abb. 2) sind im Blattgebiet am Rand der heutigen Talauen etwa 0,5 bis 1,5 m höher gelegene NT1-Flächen weit verbreitet. Von den älteren Terrassen heben sie sich nicht nur durch ihre deutlich tiefere Lage im Tal ab. In der Regel sind die oft nur 100 bis 300 m breiten NT1-Flächen von unterschiedlich mächtigen Auensedimenten und humusreichen Auenböden bedeckt. Dadurch heben sie sich zusätzlich von den auf der nördlichen Talseite lößbedeckten und auf der südlichen Talseite kiesig-sandigen Oberflächen der älteren pleistozänen Terrassen ab. Von der spätglazialen und holozänen Talaue unterscheidet sich die NT1 nicht nur durch ihre etwas höhere Talposition, sondern auch durch das häufige Auslaufen periglazialer Trockentäler auf ihren Terrassenflächen sowie durch die Auflagerung mächtigerer Schwemmkegel an den äußeren Terrassenrändern.

Im Tal der Großen Laber erstrecken sich NT1-Flächen sowohl oberhalb der Engtalstrecke zwischen Eggmühl und Zaitzkofen am nördlichen und nordöstlichen Talrand. Auch unterhalb von Zaitzkofen sind NT1-Flächen vor allem auf der nördlichen Talseite

weit verbreitet. Im Tal der Kleinen Laber ist die NT1 im Blattgebiet nur als schmale Terrassenfläche am Talrand zum Tertiärhügelland erhalten. Sie setzt südwestlich von Habelsbach ein und ist weiter talaufwärts auf dem angrenzenden Gradabteilungsblatt Mallersdorf bis zu 350 m breit.

Mächtigkeit: Über die Mächtigkeiten und die Tiefenlage der NT1-Kieskörpers liegen nur wenige Informationen vor. Im Tal der Großen Laber beschränken sich diese auf drei Bohrungen, die den Kieskörper bis zur *prä*-quartären Talsohle durchteuft haben. Hinzu konnten einzelne, im Rahmen der Kartierungen vorgenommenen Bohrstocksondierungen bis zur Kiesoberkante niedergebracht werden. Danach deutet sich eine Kiesmächtigkeit von etwa 2 bis 4 m an, wobei im gesamten Talabschnitt die Basis des NT1-Kieskörpers vermutlich in ca. 2 bis 5 m Tiefe unter Talauenniveau und die Oberkanten der kiesig-sandigen NT1-Labersedimente maximal in ähnlicher Höhenlage, häufig aber unter dem Oberflächenniveau der Aue liegen (Beilage 1 und Beilage 3; Kap. 5: B9, FID_2978).

Die im Tal der Kleinen Laber erhaltene NT1-Fläche fällt durch ihre kiesige Oberfläche auf. Hier ist die NT1 nur im Bereich von Rinnen von wenigen dezimetermächtigen Auensedimenten bedeckt (Kap. 5: B10, Sondierung LA 09/84). Über Mächtigkeit und Tiefenlage der Quartärbasis liegen keine Informationen vor.

Lithologie und Fazies: Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblicke in den lithologisch-sedimentologischen Aufbau der NT1 gewähren.

Alter: In Analogie zum angrenzenden Donautal (SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN, in diesem Band: 7039 Mintraching) ist davon auszugehen, dass die NT1 der Großen und der Kleinen Laber im Hochglazial der Würmkaltzeit entstanden ist. Sie ist älter als die heutigen Talauen, die in einzelnen Arealen an der Großen Laber zwischen Schierling und Eggmühl schon vor mehr als 11.480 ¹⁴C-Jahren (SCHELLMANN, in diesem Band: 7138 Langquaid) und im Blattgebiet südöstlich von Pfakofen schon vor mehr als 10.790 ¹⁴C-Jahren ausgebildet waren.

3.3 Pleistozän bis Holozän

3.3.1 Ältere Talböden

Pleistozän, Würm-Hochglazial ?

Die relativ breiten und in die älteren pleistozänen Terrassen bzw. dem *prä*-quartären Talhang stark eingetieften Talböden des Langenerlinger Baches, des Moos- und Röhrbaches und vereinzelt auch größere Dellentälchen wie westlich von Gansbach (Gr. Labertal) und W' von Eitting (Kl. Labertal) besitzen manchmal 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 wenige Meter betragen.

Lithologie und Fazies: Informationen zur Lithologie und Fazies der Älteren Talbodensedimente liegen mangels Aufschlüssen nicht vor. In den Bachtälern dürfte es sich wahrscheinlich um fluviale Sedimente und in den Dellentälchen um periglaziale Spülsedimente handeln.

Alter: Vereinzelt laufen auf die älteren Talböden der Seitenbäche, wie zum Beispiel im Bereich des Langenerlinger Baches nördlich von Hagelstadt, einmündende Dellentälchen aus. In diesen Fällen ist von einem mindestens hochglazialen Alter des höheren Talbodens und von einer mindestens spätglazialen Anlage des aktuellen Talbodens auszugehen. Die höheren Talböden in den größeren Dellentälchen sind ebenfalls mindestens hochglazialen Alters, da die aktuellen Talsohlen noch unter kaltzeitlich periglazialen Klimabedingungen, wie sie zuletzt im Spätglazial der Würm-Kaltzeit existiert haben, geformt wurden.

3.3.2 Löß, Lößlehm

Pleistozän

Pleistozäner Löß und Lößlehm bedeckt meist mit mehreren Metern Mächtigkeit alle im Blattgebiet verbreiteten Donauterrassen sowie die Hochterrassen und Deckenschotter im Kleinen Labertal und auf der Nordseite des Großen Labertales. Auf den prä-würmzeitlichen Terrassenfluren an der Südseite des Großen Labertales sind Lößlehme auf kleine Areale am Anstieg zum Tertiärhügelland (z.B. westlich von Wallkofen) beschränkt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Lößdeckschichten können stark variieren, wobei generell die unterpleistozänen Donauterrassen im nordöstlichen Blattgebiet Lößmächtigkeiten von 4 bis 11 m besitzen. Die mittelpleistozänen Terrassen auf der nördlichen Talseite der Großen Laber tragen etwa 2 bis max. 6 m mächtige Lößdecken. Die Lößmächtigkeiten auf den Deckenschotterfluren im Tal der Kleinen Laber liegen wahrscheinlich bei 3 bis 7 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. Die Karbonatgehalte von dia- und pedogenetisch wenig veränderten jungwürmzeitlichen Lössen liegen im westlichen Straubinger Becken im Mittel bei $25 \pm 5\%$, die Tongehalte bei 12 bis 18 Gew.% sowie die lokal stark wechselnden Feinsandgehalte zwischen 5 bis 20 Gew.% (SCHELLMANN & RADTKE 1993: 110; BUCH & ZÖLLER 1993). Eine ähnliche Zusammensetzung ist auch für die kalkhaltigen Lössen auf den mittel- und unterpleistozänen Terrassen in den beiden Labertälern anzunehmen.

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.%. Lößlehme sind an der Oberfläche aller lößbedeckten pleistozänen Terrassen als Folge holozäner Bodenbildung im Donau- und in den beiden Labertälern verbreitet. Darunter folgt häufig kalkhaltiger Löß, so u.a. im Tal der Großen Laber auf dem JD2 und der ÄHT östlich von Pfakofen, der ÄHT westlich von Irnkofen, dem ÄD nordwestlich von Wallkofen und im Tal der Kleinen Laberauf dem ÄD, südlich von Eitting.

Außerdem ist älterer, prä-würmzeitlicher Löß oft zu Lößlehm verändert und führt manchmal begrabene interglaziale Unterbodenhorizonte ehemaliger pseudovergleyter Parabraunerden bis hin zu mächtigen Parabraunerde-Pseudogleyen. Eine reichhaltige Abfolge von mindestens fünf tonangereicherten Unterböden ehemaliger Pseudogley-Parabraunerden jeweils getrennt durch unterschiedlich mächtige Lößlehme ist aktuell in einer Lößgrube südlich von Alteglofsheim (Blatt 7039 Mintraching) aufgeschlossen. Aus dem etwas weiter südlich gelegenen alten Grubenareal bei Hagelstadt beschreibt STRUNK (1990) sogar eine bis zu 26 m mächtige quartäre Lößlehmdecke durchzogen von acht interglazialen Bodenhorizonten.

Fazies: Löß ist ein überwiegend äolisches Sediment, in dem häufig periglaziale Fließerden und vereinzelt auch Lagen periglazialer Spülsedimente (Lößderivate) eingelagert sind. Oft sind in den Lößdeckschichten interstadiale (Nassböden, Verbraunungshorizonten, Humuszonen) und manchmal auch interglaziale (Pseudogley-Parabraunerden bis hin zu sekundären Pseudogleyen) Bodenhorizonte begraben.

Alter: Abgesehen von den alten Ziegeleigruben bei Hagelstadt liegen aus dem Blattgebiet keine weiteren Informationen zum genauen Alter der Lößdeckschichten vor. Der jüngste am Top der Lößdecken erhaltene und unter dem holozänen Boden oft noch kalkhaltige Löß ist als würmzeitlich anzusehen.

3.3.3 Sand, umgelagert (z.T. Flugsand)

Pleistozän bis Holozän

Nach Sondierungen sind im Blattgebiet sandige Fließerden oder auch kleinere Flugsanddecken im Blattgebiet auf der JD1 nördlich von Wallkofen (Kap. 5: 7139 La 08/15) und auf der ÄHT westlich von Unterdeggenbach verbreitet.

Mächtigkeit: Nördlich Wallkofen besitzen sie Mächtigkeiten von 0,8 bis 1,6 m und westlich Unterdeggenbach zwischen 0,5 bis 1,6 m.

Lithologie und Fazies: Es handelt sich überwiegend um feinsandige Mittelsande, die vor allem periglazial solifluidal und abluativ, eventuell zum Teil auch äolisch abgelagert wurden.

Alter: Die sandigen Deckschichten sind wahrscheinlich überwiegend wärmzeitliche Bildungen, wobei kleinflächiger auch holozäne Verlagerungen als Folge einer ackerbaulichen Nutzung stattgefunden haben dürften und auch weiterhin noch stattfinden.

3.3.4 Schwemmkegel und Schwemmfächer

Pleistozän bis Holozän

Schwemmfächer und Schwemmkegel sind Akkumulationsformen, die im Blattgebiet vor allem in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten Reliefenergie am Ausgang von Dellentälchen und Seitentälern auf die vorgelagerten Flussterrassen 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 von Dellentälchen und Seitentälern im Untergrund noch weit ins Vorland erstrecken.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten schwanken stark zwischen wenigen Dezimetern und einigen Metern.

Lithologie und Fazies: Die Lithologie von Schwemmfächern ist neben den Gefällsverhältnissen vor allem von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Werden die Schwemmfächer von lössbedeckten Einzugsgebieten genährt, dominieren in der Regel schluffige, manchmal auch kalkhaltige Substrate. Stehen im Einzugsgebiet sandige und kiesführende miozäne oder quartäre Sedimente an, dann dominieren sandige Substrate. Daher bestehen die im Blattgebiet auf der nördlichen Talseite der Großen Laber verbreiteten Schwemmfächer vor allem aus schluffigen, lößbürtigen Substraten, während die Schwemmfächer auf der südlichen Talseite aus sandigen, teilweise schwach kiesführenden Partikeln aufgebaut sind. Alle Schwemmkegel und Schwemmfächer sind überwiegend kaltzeitliche Bildungen, die vor allem durch periglaziale Abluation ernährt wurden.

Alter: Die kartierten Schwemmkegel und Schwemmfächer stammen überwiegend aus der Würmkaltzeit, teilweise aber auch schon aus älteren Kaltzeiten nach Entstehung des unterlagernden Terrassenkörpers.

3.3.5 Polygenetische Talfüllungen, Dellentälchen

Pleistozän bis Holozän

Die nicht weiter differenzierten Talfüllungen der zahlreichen Dellentälchen und kleineren Seitentäler sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst. Sie entstanden häufig über mehrere Kaltzeiten hinweg mit mehrfachen Wechseln von Perioden mit vorherrschender Eintiefung bzw. Ausräumung der Talsohle und Wiederverfüllung, was sich manchmal in der Existenz eines höheren Talbodens widerspiegelt, der von der aktuellen Talsohle durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt ist.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Füllungen kann lokal stark schwanken und mehrere Meter erreichen.

Lithologie: Die Lithologie polygenetischer Talfüllung ist neben dem Gefälle und der kaltzeitlichen Wasserführung von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Die größeren Seitentäler und ihre häufig anmoorigen Talböden besitzen vermutlich an der Basis neben sandigen und lehmigen Talfüllungen auch einen geringmächtigen Kieskörper. Dazu zählen der Gütinger Bach im Nordosten des Blattgebiets (SCHELLMANN, in diesem Band: 7039 Mintraching) und auch die größeren bis ins Tertiärhügelland zurückreichenden Seitentäler am südlichen Talrand der Großen Laber wie der Deggenbacher Bach, der Erl- bzw. Oberbach, der Hochwiesenbach, der Allkofener Bach, der Föhrbach und der Moosbach. Die sicherlich polyzyklische Genese dieser Täler über mehrere Kaltzeiten hinweg mit einem mehrfachen Wechsel von Perioden mit vorherrschender Eintiefung bzw. Ausräumung der Talsohle und Wiederverfüllung zeigt manchmal, wie im Bereich des Moosbaches, ein höherer Talboden an, der von der aktuellen Talsohle durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt ist.

Auch in den Sedimentfüllungen der Dellen und Dellentälchen auf den lößbedeckten Terrassenflächen sind manchmal humose Lagen (Kolluvien, selten Anmoore und Torfe) im Wechsel mit schluffig-sandigen Spülsedimenten und Lößfließerden verbreitet. Eine derartige vertikale Sequenz von Anmooren und sandig-lehmigen Spülsedimenten konnte in einem Dellental an der Terrassenkante der JD2 zur Talaue der Kleinen Laber nordöstlich von Laberweinting (R 452428, H 540757) erbohrt werden (Kap. 5: B19). Die insgesamt 4,15 m mächtige Dellenfüllung lagerte einem über 45 cm mächtigen kalkhaltigen Löß- und Lößlehm auf. Über einem basalen kalkhaltigen Kies von mehr als 15 cm Mächtigkeit (Spülsediment) folgte bis zur Oberfläche eine drei Meter mächtige Abfolge von Sand, sandigen Lehmen und Lehmen, die durch drei fossile Anmoore (Ruhephasen der Sedimentation) getrennt waren.

Fazies: Die Füllungen in den Dellen und Dellentälchen sind vor allem das Ergebnis periglazialer Morphodynamiken (Ablation und Solifluktion), wobei lokal auch junge Kolluvien als Folge ackerbaulicher bedingter Spüldenudation (Bodenerosion) auftreten. In den Bachtälern sind sie dagegen vor allem das Resultat kaltzeitlicher fluvialer Prozesse.

Alter: Es liegen keine konkreten Altersbelege vor. Die jüngste Formung dürfte vor allem im Jung- bzw. Oberwürm, kleinräumig auch im Holozän erfolgt sein.

3.3.6 Jüngere Talböden, Talaue der Nebentäler

Würm-Spätglazial und Holozän

Jüngere, wahrscheinlich spätglaziale und holozäne Talböden erstrecken sich im Tal des Gütinger Baches sowie mit großer Ausdehnung im Tal der Großen und Kleinen

Laber. Die spätglazialen und holozänen Talauen der Großen und der Kleinen Laber sind durch ihre tiefe Lage im Tal innerhalb des potentiellen Hochwasser-Überschwemmungsbereichs und zudem häufig auch durch eine deutliche Geländestufe von den älteren Laberterrassen oder dem Talhang abgesetzt.

Die Talaue der Kleinen Laber besitzt im Blattgebiet eine Breite von etwa 600 bis 750 m. Auf der westlichen Talseite grenzt sie an den Talhang oder an die etwa 2 m höhere NT1-Terrassenfläche. Dagegen bildet auf der östlichen Talseite die über 4 m höhere JD2-Terrasse eine markante Grenze. Die lehmige und feinsandig-schluffige Auensedimentdecke ist zwar häufig nur 1 bis 1,5 m mächtig, kann aber in Aurinnen Mächtigkeiten von bis zu 3,6 m erreichen (Kap. 5: B11, La 09/94). Zahlreiche Auenareale vor allem östlich der Kleinen Laber tragen bevorzugt in Rinnenpositionen schwarze Anmoore. Ein größeres, zum Teil torfiges Anmoorgebiet erstreckt sich östlich der Kleinen Laber entlang der durch mehrere Quellen gekennzeichneten JD1-Terrassenkante. Am Außenrand der Talaue sind zwischen Eitting und Habelsbach sowie nördlich von Laberweinting am Talausgang von Seitentälern zum Teil mächtigere Schwemmkegel in die Talaue vorgebaut und belegen für diese Auenareale, dass sie mindestens bereits in der Jüngeren Tundrenzeit ausgebildet waren.

Im Tal der Großen Laber besitzen die Talauen unmittelbar oberhalb des Eggmühl – Zaitzkofener – Engtaldurchbruches durch den erosionswiderständigen oberkretazischen Großberger Sandstein (Bild 1) eine große trichterartige Erweiterung auf eine Breite von bis zu 1,5 km. Unterhalb von Eggmühl verengt sich das Tal zunehmend, so dass die Talauen die gesamte Talbreite des engen Sohlentals zwischen Eggmühl und Rogging einnehmen. An der schmalsten Stelle unmittelbar unterhalb von Unterdeggenbach besitzt sie nur noch eine Breite von 180 m. Erst talabwärts gewinnen sie wieder an Ausdehnung und zwar zunächst nur allmählich bis auf eine Breite von etwa 200 m bei Rogging. Weiter talabwärts nimmt deren Fläche erneut zu und erreicht im östlichen Blattgebiet eine Breite von bis zu 0,7 bis 1,2 km.

Innerhalb der Talauen stehen an der Oberfläche flächenhaft Auensedimente an, deren Mächtigkeiten lokal stark schwanken können. Dabei scheinen in der Eggmühler Talweitung oberhalb der Engtalstrecke etwas mächtigere Auensedimentdecken verbreitet zu sein als in den unterhalb gelegenen Auenflächen. Nach Handsondierungen sind sie dort außerhalb von Aurinnen in der Regel nur 0,6 bis 1,5 m mächtig, während im Raum Eggmühl Mächtigkeiten von 1,7 bis 3,6 m weit verbreitet sind (Beilage 1; Abb. 3). Anscheinend führt der durch die Talenge verursachte Hochwasserrückstau zu einer stärkeren Deposition der mitgeführten Suspensionsfracht und bei ansteigendem und/oder fallendem Hochwasserspiegel zur Erosion tiefer Aurinnen, die in der Folgezeit mit feinklastischen und häufiger auch Torflagen führenden Aurinnensedimenten verfüllt wurden.

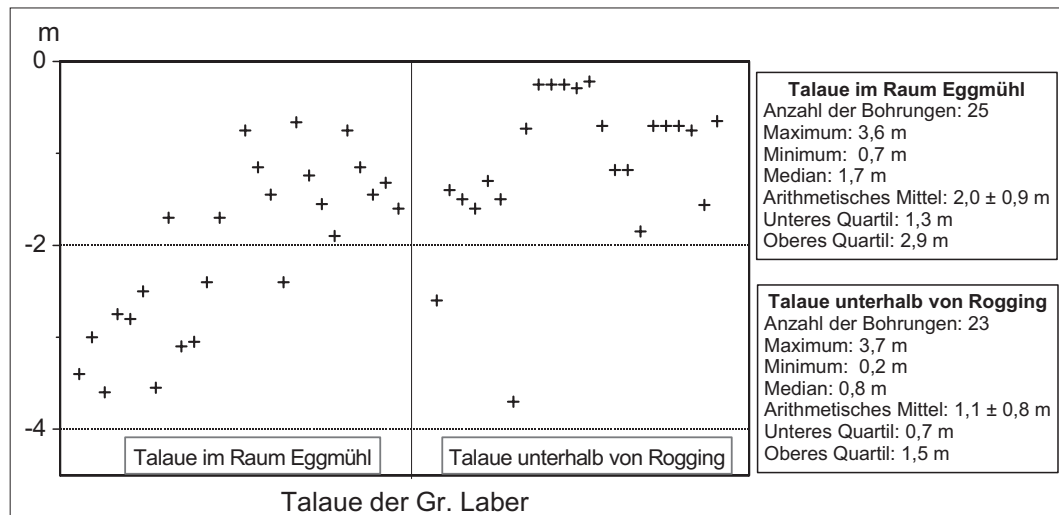


Abb. 3: Mächtigkeiten von Auensedimenten in der Talaue der Großen Laber (Meter unter Geländeoberfläche) auf Gradabteilungsblatt 7139 Aufhausen nach Sondierungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

In den Auenbereichen unterhalb des Engtales dominieren Areale (u.a. Laberaue südlich von Aufhausen und Irnkofen), in denen großflächig Laberkiese nahe der Oberfläche oder unter nicht einmal 1 m mächtigen Auensedimentdecken anstehen. Generell besitzen aber auch dort Aurinnen und ehemalige Laberarme größere feinklastische, oft auch anmoorige bis torfige Aurinnenfüllungen mit Mächtigkeiten von bis zu 3,5 m (Abb. 3: Talaue unterhalb von Rogging).

Die Quartärbasis liegt in den Talauen der Großen Laber unterhalb von Rogging wahrscheinlich in einer ähnlichen Tiefenlage wie in den angrenzenden JD1- bis NT1-Terrassen (Beilage 2 und Beilage 3). Dagegen scheint oberhalb der Talenge im Raum Eggmühl eine mit Laberkiesen ausgefüllte Tiefenrinne im miozänen Sohlgestein vorhanden zu sein (Beilage 1), die älter als die aufliegenden spätglazialen und holozänen Talauenkiese ist und jünger als die hochglaziale NT1. Vermutlich entstand sie zu Beginn einer ersten kräftigen spätglazialen Wiedererwärmung und einer dadurch ausgelösten Tiefenerosion, die nach den Befunden an der Mündung der Kleinen Laber ins Donautal bereits vor mehr als 14.000 ¹⁴C-Jahren stattfand (SCHELLMANN 2010).

Aus dem Kleinen Labertal liegen im Blattgebiet von einer eigenen Sondierung abgesehen (Kap. 5: B11, 7139 La 09/94) keine weiteren Informationen über die dort verbreiteten Quartärmächtigkeiten vor. In der Sondierung am Auenrand südlich von Eitting wurden unter 3,6 m Auensedimenten 1,1 m mächtige Laberkiese durchteuft, deren Basis in ca. 356,1 m ü. NN der Oberen Süßwassermolasse auflagerte. In der Größenordnung stimmt die Tiefenlage der Quartärbasis mit den Ergebnissen einer Bohrung in der Laberaue etwa 1,2 km östlich des Kartenblattes bei Sallach überein (SCHELLMANN et al. 2010). Dort wurde die Basis der unter 1,1 m mächtigen Auensedimenten verbreiteten und 1,8 m mächtigen Laberkiese in einer Tiefe von 352,3 m ü. NN erreicht.

Mächtigkeit: Die Kiesmächtigkeiten sind in den Talauen der Großen Laber im Raum Eggmühl außergewöhnlich hoch und erreichen dort Werte von 4 bis 8 m, wobei sie in der Regel von 0,6 bis 1,5 m mächtigen, teilweise Torf führenden Auensedimenten überdeckt sind. Weiter talabwärts sind die Laberkiese dagegen nur etwa 4 bis 5 m mächtig, reichen häufiger bis nahe an die Geländeoberfläche oder tragen häufig nur eine bis zu 1 m mächtige Auensedimentdecke. Im Tal der Kleinen Laber erreichen die unter Auensedimenten begrabenen spätglazial/holozänen Laberkiese wahrscheinlich nur Mächtigkeiten von etwa 1 bis 2 m.

Im Talboden des Gütinger Bachs sind unmittelbar nördlich des Blattgebiets bei Oberehring (7039 Mintraching) unter 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 Kiesen der ÄHT aufliegen (SCHELLMANN, in diesem Band: 7039 Mintraching). Die Einlagerung von Holzfragmenten weist auf eine Ablagerung der Bachsedimente an dieser Lokalität im Holozän hin.

Lithologie und Fazies: Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die einen detaillierteren Einblick in den beschriebenen sedimentologischen Grundaufbau der Talböden von Gr. und Kl. Laber sowie des Gütinger Baches geben. Generell sind in allen drei Talböden kiesige und sandige Fluss- bzw. Bachbettsedimente verbreitet, die von unterschiedlich mächtigen feinklastischen Auen- und Aurinnensedimenten bedeckt sind.

Alter: Die Talauen beider Laberflüsse besitzen unterschiedlich alte Auenflächen, wobei eine morphostratigraphische Differenzierung im Rahmen der engen Zeitvorgaben zur Erstellung der vorliegenden Karte nicht möglich war. AMS ¹⁴C-Datierungen an organischen Makroresten und kleinen Holzstücken, die bei Sondierungen aus den hangenden Sanden und Kiesen der unter Auensedimenten begrabenen Flussbettfazies oder unmittelbar von der Basis der Auensedimente geborgen wurden, geben zumindest für einzelne Auenareale Hinweise auf deren Entstehungsalter (Tab. 1). Unter Entstehungsalter wird dabei die Ablagerung der Flussbettfazies in Form von Labersanden und -kiesen verstanden. In welcher Tiefe die jeweilige Flussbettbasis liegt, ist leider unbekannt. Allerdings weisen die tiefsten Rinnenfüllungen ehemaliger Flussarme, die als Mindestmaß für die Tiefenlagen der spätglazial/holozänen Flussbettsohlen anzusehen sind, daraufhin, dass in weiten Arealen der Talauen beider Labertäler die kiesige Quartärbasis auch die Terrassenbasis der spätglazialen und holozänen Talauenfüllung darstellt. Erst nach Ablagerung der Flussbettfazies wurde diese dann von unterschiedlich mächtigen Auensedimenten bedeckt. Insofern geben Alter von der Basis der Auen- und Aurinnensedimente nur ein Mindestalter für die Sedimentation der unterlagernden Laberkiese.

Aus den Talauen der Großen Laber liegen bisher drei Altershinweise vor, die eine bereits spätglaziale Bildung von großen Auenbereichen im Zeitraum Bølling/Allerød-

Interstadial bis zum Ausgang der jüngeren Tundrenzeit belegen. Hierzu zählen:

1. die Laberauen westlich von Eggmühl und zwar vom NT1-Terrassenrand im Norden über den Moosgraben bis mindestens zum Starzengraben, wo jenseits der Blattgrenze auf dem Nachbarblatt 7138 Langquaid die Basis einer vertorften Aurinne ein spätglaziales Alter von 11.480 ± 50 ^{14}C BP ergab (Abb. 4: Sondierung La09/74; Beilage 1).

Innerhalb dieser spätglazialen Aue können natürlich jüngere Rinnenfüllungen existieren. Letzteres ist im Bereich der Einmündung des Erlbaches in den Moosgraben der Fall. Dort wurden ebenfalls schon auf dem Nachbarblatt

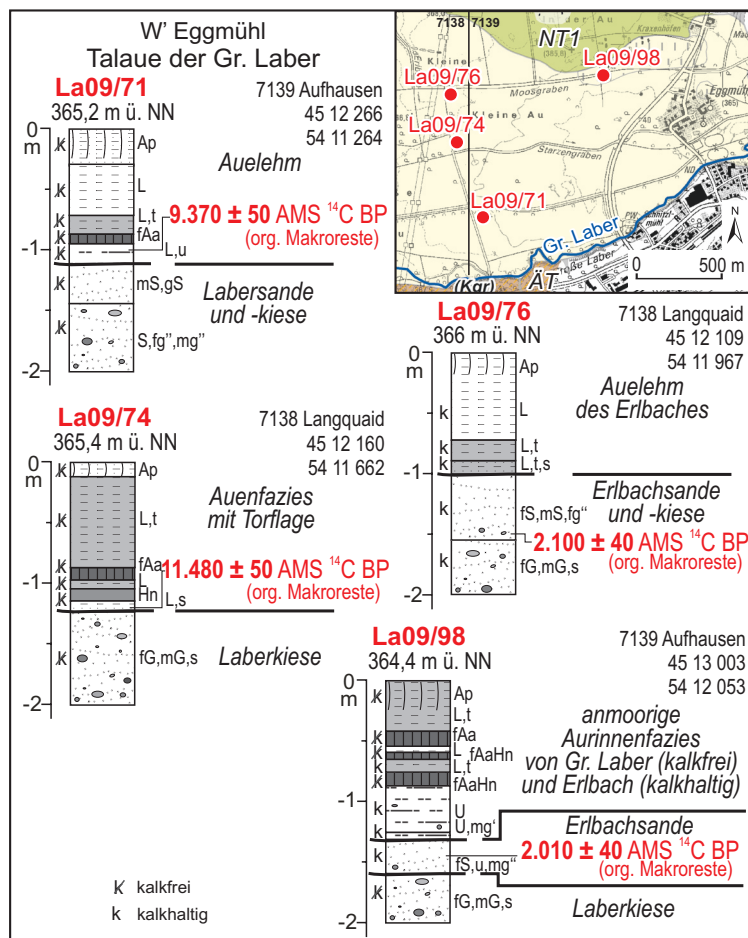


Abb. 4: ^{14}C -Alter von Deckschichten und Flusssanden in den Talauen der Gr. Laber oberhalb von Eggmühl. Details zu den ^{14}C -Alter befinden sich in Tab. 1 bzw. zur Sondierung La09/74 und La09/76 in SCHELLMANN, in diesem Band in der Erläuterung zum Blatt 7138 Langquaid (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

7138 Langquaid kalkhaltige Sande des Erlbaches unter 1 m mächtigen kalkhaltigen Auelehmen auf 2.100 ± 40 ^{14}C BP, also in die Römerzeit fallend, datiert (Abb. 4: Sondierung La09/76; Kap. 5: B17). Letztere erstrecken sich auch noch weiter talabwärts entlang des Moosgrabens bis nordwestlich von Eggmühl, wo römerzeitliche Erlbachsande mit einem ^{14}C -Alter von 2.010 ± 40 ^{14}C BP vorhanden sind (Abb. 4: Sondierung La09/98; Kap. 5: B18).

Die Ausdehnung der spätglazialen Auenflächen nach Süden in Richtung heutiger Flusslauf der Großen Laber ist unbekannt. Im Bereich des namenlosen Entwässerungsgrabens ca. 300 m nördlich der heutigen Laber ergab die Datierung der

Basis der Auensedimente in 1,1 m Tiefe unter Oberfläche bereits ein präboreales Alter von 9.370 ± 50 ^{14}C BP (Abb. 4: Sondierung La09/71; Beilage 1; Kap. 5: B14). Insofern dürften die unterlagernden Labersande und -kiese in diesen Auenbereich wahrscheinlich erst im Präboreal und nicht schon im Spätglazial abgelagert worden sein.

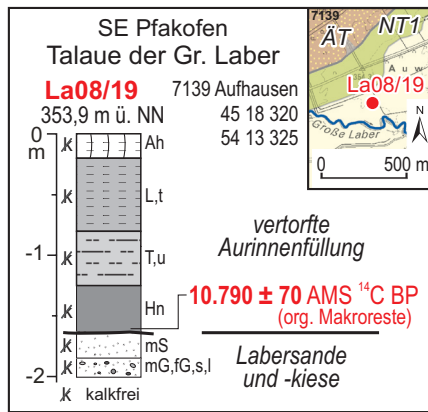


Abb. 5:
 ^{14}C -Alter organischer Makroreste über spätglazialen Labersanden und -kiesen in der Taluaue der Gr. Laber unterhalb von Pfakofen. Details zum ^{14}C -Alter befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

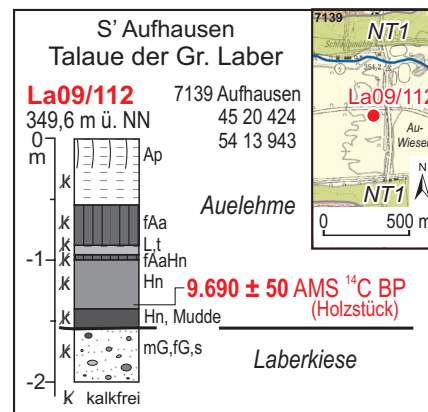


Abb. 6:
 ^{14}C -Alter eines Holzstückes über wahrscheinlich spätglazialen Laberkiesen in der Taluaue der Gr. Laber südlich von Aufhausen. Details zum ^{14}C -Alter befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

- die Auenareale der Großen Laber, die sich südöstlich von Pfakofen in der Flur „Auwiesen“ nach Nordosten in Richtung Gansbach erstrecken. Am nordöstlichen Außenrand münden im Raum Gansbach zwei zuletzt im Spätglazial aktive periglaziale Dellentälchen in die vorgelagerte Laberaue ein, wodurch bereits eine synchrone spätglaziale Bildungszeit dieses Auenbereiches belegt ist. Die ^{14}C -Datierung der Basis eines Torfes unmittelbar über den liegenden Labersanden- und -kiesen in einer Aurinne südöstlich von Pfakofen ergab ein spätglaziales Alter von 10.790 ± 70 ^{14}C BP (Abb. 5: Sondierung La08/19“; Kap. 5: B12).
- die Taluaue der Großen Laber südlich von Aufhausen in der zwischen Haid und Schlappmühle sich erstreckenden Flur „Auwiesen“ (Abb. 6: Sondierung La09/112; Kap. 5: B13). Die Datierung eines Holzstückes nahe der Basis eines Torfhorizontes in einer morphologisch nicht erkennbaren Aurinne inmitten der Taluaue ergab ein präboreales ^{14}C -Alter von 9.690 ± 50 ^{14}C BP. Unter dem Torf folgten bis zu den liegenden Laberkiesen noch weitere 16 cm einer braungrauen Torfmudde. Insofern ist eine Ablagerung der liegenden Laberkiese am Ausgang des Spätglazials wahrscheinlicher als zu Beginn des Präboreals.

Natürlich hat auch die jüngere holozäne Flussdynamik von Großer und Kleiner Laber ihre Anteile nicht nur an der Ablagerung von Hochflutsedimenten, sondern auch von sandigen und kiesigen Flussbettsedimenten bei allerdings unbekanntem Tiefgang der fluvialen Umlagerungen. Die Toplagen eisen-/römerzeitlicher, unter feinklastischen Auenablagerungen begrabener Flusssande und -kiese konnten an der Großen Laber westlich von Irnkofen (Abb. 7: Sondierung La08/12; Kap. 5: B15) und an der Kleinen Laber südwestlich von Habelsbach (Abb. 8: La 09/83; Kap. 5: B16) datiert werden.



Bild 3: Blick nach Norden über den teilweise von An- und Niedermooren bedeckten Talboden der Gr. Laber nördlich von Wallkofen (Photo: G. SCHELLMANN April 2009).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten anmooriger Füllungen können mehr als 1 m erreichen, wobei die einzelnen Anmoor-Horizonte (Aa, fAa) meist nur etwa 10 bis 40 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: Nach NILLER (1998; ders. 2001) soll im Tal der Kleinen Laber die Bildung eines älteren Anmoor-Torf-Komplexes spätestens im frühen Präboreal (um 10.000 ^{14}C BP) eingesetzt und bis zur Wende Präboreal/Boreal (um 9.000 ^{14}C BP) andauert haben. Eine jüngere Anmoor-Torf-Sequenz stellt er in das jüngere Subboreal zwischen 2.500 und 3.200 ^{14}C BP. Anmoor-Torf-Komplexe sieht er als Ausdruck verminderter Hochflutaktivitäten der Kleinen Laber an.

Folgende Befunde aus den Talauen der Großen und der Kleinen Laber bestätigen teilweise die von NILLER (1998; ders. 2002) im Kleinen Labertal postulierten Bildungszeiten von Anmoor-Torf-Abfolgen, weisen aber auch auf weitere Bildungszeiten hin.

1. Die ältesten Torfe stammen bereits aus dem Spätglazial. Das Mindestalter eines ersten *post*-hochglazialen Torfwachstums konnte in der Talaue der Großen Laber südöstlich von Pfakofen auf ca. 10.790 ± 70 ^{14}C BP datiert werden (Abb. 5: Sondierung La08/19; Kap. 5: B12).
2. Die Basis nächstjüngerer Torfe mit zwei überlagernden, durch Auelehme getrennte Anmoor-Horizonten konnte in der Talaue der Großen Laber südlich von Aufhausen auf 9.690 ± 50 ^{14}C BP datiert werden (Abb. 6: Sondierung La09/112; Kap. 5: B13).
3. In der spätglazial/präborealen Talaue der Großen Laber westlich von Eggmühl entstand ein fossiles Anmoor in 1,12 m unter Oberfläche erst nach Ablagerung der liegenden Auelehme vor ca. 9.370 ± 50 ^{14}C BP (Abb. 4: La09/71“; Kap. 5: B14).
4. In der Talaue der Kleinen Laber südwestlich von Habelsbach wurde an der Basis

von Aurinnensedimenten ein 20 cm mächtiger Torf angetroffen, der von zwei durch Auelehme getrennte Anmoore überlagert wurde. Die Basis des Torfes datiert auf 2.240 ± 40 ^{14}C BP, wodurch belegt ist, dass die hangenden Anmoorhorizonte erst im jüngeren Subatlantikum entstanden sind (Abb. 8; Sondierung La09/83; Kap. 5: B16).

5. In der spätglazialen Talaue der Großen Laber nordwestlich von Eggmühl wurden in einer 1,6 m mächtigen Aurinnenfüllung drei fossile, zum Teil torfige Anmoore angetroffen, die nach der ^{14}C -Datierung der Rinnenbasis auf 2.010 ± 40 ^{14}C BP erst seit der Römerzeit entstanden sind (Abb. 4: Sondierung La09/98; Kap. 5: B18).

Weitere ^{14}C -Datierungen fossiler Anmoor–Torf–Sequenzen in den Talauen der Großen Laber auf dem Gradabteilungsblatt Langquaid (SCHELLMANN, in diesem Band: 7138 Langquaid) weisen in beiden Tälern ebenfalls daraufhin, dass dort Anmoor–Torf–Sequenzen noch im jüngeren Subatlantikum entstanden sind.

3.4.2 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.

4. Quartärbasis

Die Quartärbasiskarten (Abb. 9 und Abb. 10) basieren auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) und von folgenden weiteren Ämtern und Firmen: Wasserwirtschaftsämter Regensburg, Landshut und Kehlheim, Staatliches Bauamt Regensburg, Autobahndirektion Süd, Rhein-Main-Donau-AG sowie diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof). Die Auswertungen der Schichtenverzeichnisse der Bohrungen 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-neighbor*-Interpolationsverfahrens“ ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet (Abb. 9, Abb. 10) Zum methodischen Vorgehen sei auf SCHELLMANN & GEBHARDT (2010) verwiesen. Stützpunktreihen wurden im Donautal am Außenrand des Älteren Deckenschotterers gelegt, um die Isolinien der deutlich tieferen Quartärbasis des ÄD vom südlich angrenzenden Hochschotter (HS) abzusetzen. Weitere Stützpunktreihen wurden in beiden Labertälern am Talrand gelegt (Abb. 9).

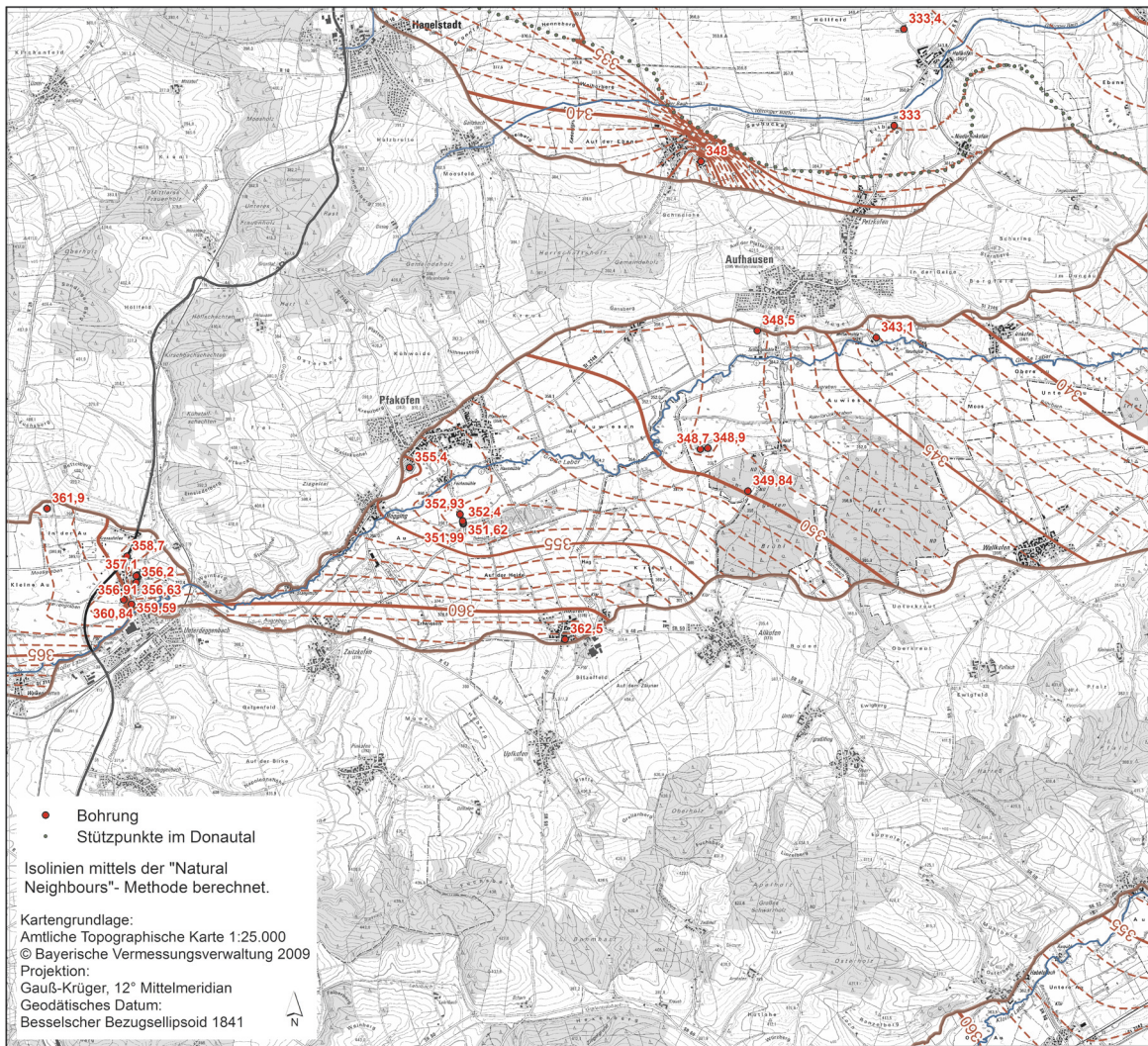


Abb. 9: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt Aufhausen berechnet unter Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Beide Modelle zeigen im Donautal die tiefere Lage der Quartärbasis im Bereich des ÄD gegenüber der des HS sowie in den beiden Tälern von Großer und Kleiner Laber ein generelles Abfallen der Quartärbasis talabwärts. Eine Differenzierung von Schwankungen der Quartärbasis innerhalb der Talsohlen von Großer und Kleiner Laber ist aufgrund der geringen Anzahl und der ungleichen Verteilung der Bohrungen nicht möglich.

5. Bohrungen

Im Gebiet des Gradabteilungsblattes Aufhausen sind im Laufe der vergangenen Jahrzehnte eine große Anzahl von Bohrungen u.a. im Rahmen von Brunnen- und Pegelbohrungen, Baugrund- und Lagerstätten erkundungen und in jüngerer Zeit verstärkt geothermischen Erkundungen durchgeführt worden. Diese sind im Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umweltschutz gespeichert. Die hier vorgenommenen Auswertungen der Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind mit dem Projektabschluss im Früh-

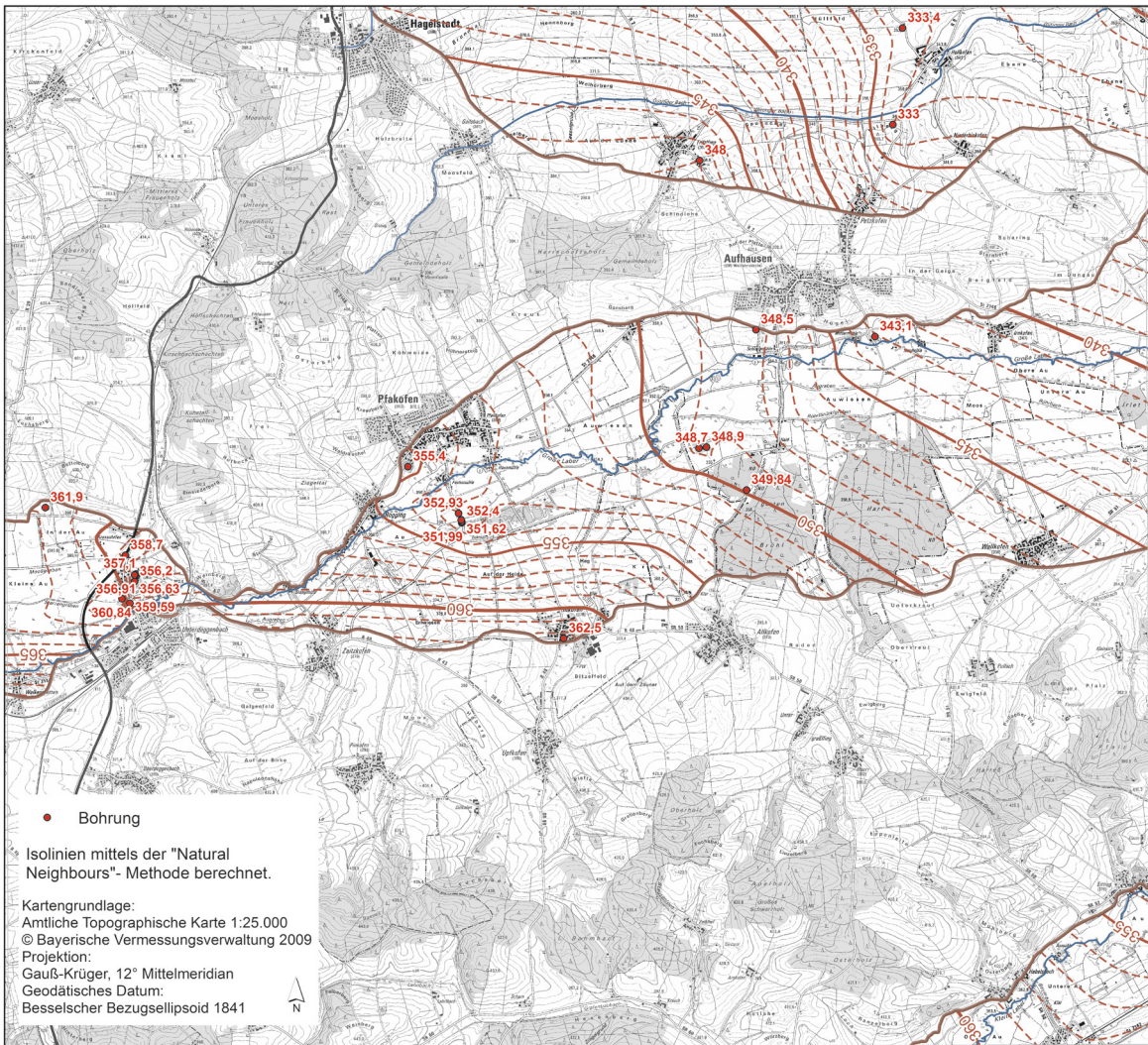


Abb. 10: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt Aufhausen berechnet ohne Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

jahr 2010 beim LfU hinterlegt worden. Die FID, die BIS-Bohrnummer (7139BG...) bzw. die Sondierungsnummern (7139 La 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) der Donau

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

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_3150, 7139BG015004

Lage: R 451820, H 541124; Ansatzhöhe: 372 m ü. NN

Hochschotter (HS) der Großen Laber

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

Pleistozän

-8,30 m Lößdecke: Schluff, feinsandig

-9,50 m Laberkiese: Kies, sandig

Miozän

-26,50 m Obere Süßwassermolasse: Ton und Grobsand, tonig und Schluff, feinsandig

B3, FID_3055, 7139 Hellkofen 1 K. Meyer

Lage: R 4521833, H 5417785; Ansatzhöhe 352 m ü. NN

Älterer Deckenschotter (ÄD) der Donau

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

Pleistozän

-10,50 m Lößlehm: Lehm

-19,00 m Terrassenkiese: Kies

Miozän

-20,00 m Ton

B4, FID_3244, 7140BG000062

Lage: R 452315, H 541441; Ansatzhöhe: 351,79 m ü. NN

Ältere Deckenschotter (ÄD) der Großen Laber

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

Pleistozän

-0,90 m Fließerden: Sand, stark schluffig, schwach kiesig und Schluff, stark sandig, kiesig

-12,30 m Terrassenkiese: Kies stark sandig; schwach kiesiger Sand in 8,1 bis 11,2 m Tiefe

Miozän

-16,00 m Obere Süßwassermolasse: Feinsand, schluffig, graubraun und Ton, schluffig, graublau

B5, FID_3144, 7139BG000066

Lage: R 452016, H 541283; Ansatzhöhe: 354,84 m ü. NN

Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1) der Großen Laber

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

Pleistozän

-1,00 m Dellenfüllung: Sand, schluffig, schwach tonig

-5,00 m Terrassenkiese: Sand, mittelkiesig und basal Grobkiese

Miozän

-5,30 m Obere Süßwassermolasse: Ton, feinsandig

B6, 7139 La 08/15, nördlich von Wallkofen, eigene Sondierung

Lage: R 45 23 139, H 54 12 904, Ansatzhöhe 350,7 m ü. NN

Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1) der Großen Laber

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

Pleistozän

-0,85 m Sandige Fließerde oder Flugsanddecke (?): Mittel- und Feinsand, vereinzelte Feinkiese, kalkfrei

-1,10 m Lößlehm (?): Lehm, gelblich-grau-braun, kalkfrei

-1,27 m Labersande: lehmiger Sand, vereinzelt Feinkies, gelblich-braun, kalkfrei

-1,85 m Laberkiese: v.a. Mittel- und Feinkiese in sandiger Matrix, kalkfrei

Miozän (?)

-2,00 m Lehm, vereinzelt Feinkies, grau, kalkfrei

B7, FID_3116, 7139BG000038, südwestlich von Aufhausen

Lage: R 452026, H 541455; Ansatzhöhe: 354 m ü. NN

Ältere Hochterrasse (ÄHT) der Großen Laber

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

Pleistozän

- 4,50 m Fließerden (?): Sand, tonig und Ton, kiesig
- 5,50 m Terrassenkiese: Feinkies, feinsandig
- 67,50 m **Miozän**: Ton, schluffig und Ton feinsandig
- 160,00 m **Oberkreide**: Sandsteine mit Tonschichten

B8, 7139 La 08/13, westlich von Irnkofen (eigene Sondierung)

Lage: R 45 22 451, H 54 14 522, Ansatzhöhe 347,3 m ü. NN

ÄHT der Großen Laber

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

Pleistozän

- 1,88 m Lößlehm: Lehm, schluffig, unterhalb der Bodenentwicklung stark kalkhaltig
- 3,00 m Laberkiese und -sande: Mittel- und Feinkiese mit Schlufflage, sandig, kalkhaltig

B9, FID_2978, östlich der Mittermühle

Lage: R 4521536, H 5414476; Ansatzhöhe: 349,3 m ü. NN

NT1 der Großen Laber

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

Pleistozän

- 2,10 m Auensedimente: Schluff, feinsandig, schwach kiesig, braun bis graubraun
- 6,20 m Terrassenkiese: Kies, sandig, schwach steinig, grau

Miozän

- 9,10 m Obere Süßwassermolasse: Feinsand, schluffig bis schwach schluffig, grau

B10, 7139 La 09/84, südwestlich von Habelsbach

Lage: R 45 22 396, H 54 07 122, Ansatzhöhe 366,2 m ü. NN

NT1 der Kleinen Laber

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

Würm-Hochglazial

- 0,80 m Laberkiese:
- 0,40 m Lehm, sandig, mit Fein- und Mittelkies durchsetzt, braun, kalkhaltig
- 0,80 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, gelblich-braun, kalkhaltig

B11, 7139 La 09/94, südlich von Eitting, eigene Sondierung

Lage: R 45 24 036, H 54 08 304, Ansatzhöhe 360,8 m ü. NN

Talaue der Kleinen Laber

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

Würm-Spätglazial/Holozän

- 3,60 m Auenfazies: Lehm, schluffig und sandig, kalkfrei
 - 4,70 m Laberkiese: Fein- und Mittelkiese in sandiger Matrix, kalkfrei
- Miozän**
- 5,00 m Obere Süßwassermolasse: Ton, lehmig, grünlich-grau, kalkfrei

Eigene Sondierungen mit ¹⁴C-Datierungen

B12, 7139 La 08/19, östlich von Pfakofen, Talaue der Großen Laber

Lage: R 45 18 320, H 54 13 325, Ansatzhöhe 353,9 m ü. NN

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

- 0,20 m Lehm, Ah, kalkfrei
- 0,80 m toniger Lehm, braun, kalkfrei
- 0,92 m schluffiger Ton, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 1,25 m schluffiger Ton, grau, kalkfrei
- 1,64 m Torf, mit org. Makroresten, schwarz-braun, kalkfrei
(org. Makroreste aus -1,45 m, -1,63 m und -1,67 m Tiefe)
Probe bei 1,63 m, **Alter: 10.790 ± 70 ¹⁴C BP** (Beta 266116)
- 1,85 m Mittelsand, grau, kalkfrei
- 2,00 m Mittel- und Feinkies in sandig-lehmiger Matrix

Interpretation:

- 1,64 m vertorfte Aurinnenfüllung
- 2,00 m Labersande und -kiese, Spätglazial (NT3)

B13, 7139 La 09/112, südlich von Aufhausen, Talaue der Großen Laber

Lage: R 45 20 424, H 54 13 943, Ansatzhöhe 349,6 m ü. NN

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

- 0,55 m Lehm, braun, kalkfrei
- 0,87 m Lehm, anmoorig, schwarz-braun, kalkfrei, bei -0,85 m Holzstück (fAa)
- 0,96 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkfrei
- 1,00 m Anmoor, torfig, dunkelbraun, kalkfrei (bei -0,99 m Makroreste) (fAa)
- 1,40 m Torf, schwarz, kalkfrei; Holzstück bei -1,38 m, **Alter: 9.690 ± 50 ¹⁴C BP** (Beta 266121)
- 1,56 m Torfmudde, braun-grau, kalkfrei (bei -1,48 m org. Makroreste)
- 2,00 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, dunkelgrau, kalkfrei

Interpretation:

- 1,56 m Anmoorige und torfige Aurinnenfüllung
- 2,00 m Laberkiese, Spätglazial (J. Tz.)

B14, 7139 La 09/71, westlich von Eggmühl, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 12 266, H 54 11 264, Ansatzhöhe 365,2 m ü. NN

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

- 0,30 m Lehm, sandig, dunkelbraun, kalkfrei
- 0,72 m Lehm, braun, kalkfrei
- 0,87 m Lehm, tonig, grau-braun, kalkfrei
- 0,95 m Lehm, tonig, schwarz-braun, kalkfrei (fAa)
- 1,12 m Lehm, schluffig, braun, kalkfrei (bei -1,09 m, org. Makroreste, **Alter: 9.370 ± 50 ¹⁴C BP** (Beta 260857))
- 1,45 m Mittel- und Grobsand, dunkelbraun, kalkfrei
- 2,00 m Sand, vereinzelt Fein- und Mittelkiese, dunkelbraun, kalkfrei

Interpretation:

- 1,12 m Auenlehm
- 2,00 m Labersande und -kiese, ausgehendes Würm-Spätglazial (?)/frühes Präboreal

B15, 7139 La 08/12, westlich Irnkofen, holozäne Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 22 525, H 54 14 367, Ansatzhöhe 346,3 m ü. NN

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

- 0,20 m Lehm, braun, kalkfrei
- 0,64 m Lehm, rötlich-braun, kalkfrei
- 0,70 m Kernverlust
- 0,82 m schluffiger Lehm, Glimmer, grau-braun, stark kalkhaltig
- 0,86 m Kernverlust
- 0,97 m schluffiger Lehm, grau-braun, stark kalkhaltig
- 1,12 m Mittel- und Feinsand, weißlich-grau, stark kalkhaltig (bei 1,08 m kleines Holzstück: **Alter: 1.710 ± 40 ¹⁴C BP** (Beta 260855))
- 1,40 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, grau, kalkfrei
- 1,75 m Kernverlust
- 2,00 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, grau-braun, kalkfrei

Interpretation:

- 0,97 m kalkhaltiger Auelehm
- 1,12 m kalkhaltige römerzeitliche Labersande
- 2,00 m kalkfreie Laberkiese, römerzeitlich oder älter

B16, 7139 La 09/83, südwestlich Habelsbach, Talaue der Kl. Laber

Lage: R 45 22 555, H 54 07 060, Ansatzhöhe 364,3 m ü. NN

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

- 0,40 m Lehm, teilweise Mittelkies, grau-braun, kalkfrei
- 0,54 m Lehm, Pflanzenreste, grau-braun, kalkfrei
- 0,61 m Anmoor, torfig, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 0,66 m Lehm, grau-braun, kalkhaltig
- 0,88 m Anmoor, lehmig, Pflanzenreste, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 0,96 m Lehm, braun-grau, kalkhaltig
- 1,05 m Lehm, stark humos, mit Pflanzenresten, schwarz, kalkfrei

- 1,35 m Torf, schwarz, kalkfrei (bei -1,35 m Holzstück, **Alter: 2.240 ± 40 ¹⁴C BP** (Beta 264780))
- 2,00 m Kernverlust (vermutlich Kies, da Kiesreste im Bohrstock)

Interpretation:

- 1,35 m Torf- und Anmoor-führende Aurinnensedimente
- 2,00 m Laberkiese, älter als 2.240 ¹⁴C BP

B17, 7138 La 09/76, östlich von Schierling, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 12 109, H 54 11 967, Ansatzhöhe 366,0 m ü. NN

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

- 0,55 m Lehm, braun
- 0,65 m Lehm, dunkelbraun
- 0,72 m Lehm, hellbraun, kalkhaltig
- 0,90 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkhaltig
- 1,00 m Lehm, tonig, hellbraun, mit gelblichen Sandbändern durchsetzt, kalkhaltig
- 1,55 m Fein- und Mittelsand, vereinzelt Feinkies, grau, kalkhaltig (bei -1,50 m org. Makroreste, **Alter: 2.100 ± 40 ¹⁴C BP** (Beta 260859))
- 2,00 m Fein- und Mittelkies in sandiger Matrix, hellgrau, kalkhaltig

Interpretation:

- 1,00 m Auelehm des Erlbaches (kalkhaltig)
- 2,00 m Erlbachsande und -kiese, Römerzeit

B18, 7139 La 09/98, nordwestlich von Eggmühl, Talaue der Großen Laber

Lage: R 45 13 003, H 54 12 053, Ansatzhöhe 364,4 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. Beer; Interpretation: G. Schellmann)

- 0,42 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkhaltig
- 0,55 m Lehm, humos, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 0,60 m Lehm, hellbraun-gelblich, kalkfrei
- 0,66 m Anmoor, torfig, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 0,76 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkhaltig
- 0,87 m Anmoor, torfig, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 1,26 m Schluff, dunkelgrau, kalkhaltig
- 1,32 m Schluff, vereinzelt Mittelkiese, grau, kalkhaltig
- 1,60 m Feinsand, schluffig, vereinzelt Mittelkiese, grau, kalkhaltig, bei -1,45 m ein großer Pflanzenrest, **Alter: 2.010 ± 40 ¹⁴C BP** (Beta 266120)
- 2,00 m Fein- und Mittelkies in sandiger Matrix, grau, kalkfrei

Interpretation:

- 1,32 m anmoorige Aurinnenfazies von Gr. Laber (kalkfrei) und Erlbach (kalkhaltig)
- 2,00 m Labersande und -kiese, Römerzeit oder älter

B19, 7139 La 09/87, nordöstlich von Laberweinting, JD2 der Kl. Laber

Lage: R 45 24 284, H 54 07 578, Ansatzhöhe 362,2 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. Beer; Interpretation: G. Schellmann)

- 0,50 m Lehm, hellgrau-braun, kalkfrei
- 0,74 m Lehm, anmoorig, schwarz, kalkfrei
- 0,85 m Lehm, hellgrau-braun, kalkfrei
- 1,82 m Anmoor, torfig, schwarz, viele Pflanzenreste, kalkfrei (fAa)
- 2,00 m Lehm, hellgrau, kalkfrei
- 2,20 m Sand, lehmig, hellgrau, kalkhaltig
- 2,30 m Anmoor, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 2,57 m Lehm, sandig, grau, mit Pflanzenteilen, kalkfrei
- 2,90 m Lehm, sandig, mit Mittel- und Feinkiesen, grau, kalkhaltig
- 3,00 m Anmoor, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 4,00 m Kernverlust
- 4,15 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, hellgrau, kalkhaltig
- 4,65 m Schluff, tonig, sehr vereinzelt Mittelkies, grünlich-grau, kalkhaltig
- 5,50 m Lehm, tonig, hellgrau, stark kalkhaltig

Interpretation:

- 4,15 m Füllung Dellental, Spätglazial/Holozän
- 5,50 m Löß und Lößlehm

Literatur

- BAYBERGER, 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., BOENIGK, W., KOCI, A. & TILLMANN, 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., TILLMANN, 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. & L. ZÖLLER (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlöss im Raum Regensburg. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40: 63-84; Hannover.
- ELLWANGER, D., KÖNIGSWALD, W.V. & 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.
- 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).
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – *Regensburger Geogr. Schr.*, 31; Regensburg.
- NILLER, H.-P. (2001): Wandel Prähistorischer Landschaften – Kolluvien, Auelehme und Böden: Archive zur Rekonstruktion vorgeschichtlicher anthropogener Landschaftsveränderungen im Lößgebiet bei Regensburg. – *Erdkunde*, 55: 32-48.
- OSCHMANN, FR. (1958): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – München (GLA).
- QUIEL, F. (1971): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Südteil des Gradabteilungsblattes 7139 Aufhausen. – *Dipl.-Arb.*, Inst. für allgemeine u. angewandte Geologie u. Mineralogie, Universität München (unveröffentlicht).
- RUTTE, E. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7037 Kelheim. – München (GLA).
- SHELLMANN, G. (2010): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – *Bamberger Geographische Schriften*, 24: 1–77; Bamberg.
- SHELLMANN, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7039 Mintraching mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009. – *Bamberger Geographische Schr.*, SF 13; Bamberg
- SHELLMANN, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Tals der Großen Laber auf Blatt 7138 Langquaid mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009. – *Bamberger Geographische Schr.*, SF 13; Bamberg.
- SHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – *Bamberger Geographische Schriften*, 24: 179–187; Bamberg.
- SHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1993): Bodenbildungen und Schwermetallverteilung im Würmlöß des niederbayerischen Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 31: 97-115; Düsseldorf.

- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2010): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 89–178; Bamberg.
- SCHMITT, P. (1971): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Nordteil des Gradabteilungsblattes 7139 Aufhausen (südöstlich von Regensburg). – Dipl.-Arb., Inst. für allgemeine u. angewandte Geologie u. Mineralogie, Universität München (unveröffentlicht).
- 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. (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.
- 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.