

Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT 1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen

Gerhard SCHELLMANN¹

Abstract

Geomorphologic and chronostratigraphic investigations in the Danube valley between Regensburg and Bogen substantiate a rich sequence of Late (Upper) Pleistocene fluvial terraces. Their formation ages were determined with numerous AMS ¹⁴C-datings on wood fragments or on organic macros, some pollen- and a few OSL (Optical Stimulated Luminescence)-data. Historical maps, history of settlements and archaeological findings gave further informations about the formation age of some Holocene terraces. In the valley bottom up to three pleni- to lateglacial accumulation terraces, called „Niederterrassen“ (NT1 to NT3) and seven floodplain terraces of Holocene ages („Holozänterrassen“, H1 to H7) are preserved. Often, they are bordered by the higher elevated and loess covered „Übergangsterrassen“ (ÜT1 and ÜT2), which in terms of morphology and stratigraphy form the transition to the late Middle Pleistocene „Hochterrassen“. Most likely, ÜT1 and ÜT2 are of Early and Middle Würmian age, respectively.

The fluvial history of the Danube valley since the Last Glacial Maximum (LGM) is characterized by repeated changes of periods with predominantly fluvial erosion and periods of vertical accumulation or lateral accretion of gravel rich terraces. The most important period of fluvial erosion with significant deepening of the valley floor happened a) in the Oldest Dryas about 14.000 ¹⁴C BP at the start of the NT3 formation; and b) at the transition from the Lateglacial to the Early Holocene between c. 10.200 and 9.800 ¹⁴C BP. Erosion of the Miocene basement was going on up to the end of the Roman period by lateral shifting of the river channel. Afterwards, the Danube got wider and water depth decreased; most likely a result of increasing human impact.

Channel pattern probably changed from a braided river system during the formation of NT1 and NT2, to a meandering system at the onset of NT3 formation in the Oldest

¹ Lehrstuhl für Physische Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, gerhard.schellmann@uni-bamberg.de

Dryas. The latter most likely continued up to the end of the Alleröd period. During the Younger Dryas braided river patterns occurred again and with the change to Holocene warm climatic conditions the Danube finally shifted to a meandering system. Therefore, Holocene floodplain terraces were built up by lateral coarse-clastic sediment accretion of a meandering river channel, which are covered by fine-clastic floodplain deposits. In contrast, the Pleni- and Lateglacial *Niederterrassen*, which were for the largest part (see above) deposited by a braided river system, consist mainly of vertically aggraded gravel deposits.

Pleistocene and Holocene terrace formation in the Danube valley have most likely been caused and controlled by climate changes, and at least with the end of the Roman period by human impacts. Some possibly correlations between terrace formation and climatic changes as indicated by Lateglacial and Holocene glaciers advances in the Alps are described. However, this needs dating of phases with stronger and reduced fluvial activities during one period of terrace formation, and these data are more or less absent. On the other hand, it should be kept in mind, and this was already discussed for the Danube and lower Isar valley by SCHELLMANN (1994a), the individual architecture of a valley floor like the Danube (that means the distribution of terraces, the position of terrace bodies above modern river level and in the valley, the characteristics of various fluvial facies and sediments, a cover of floodplain, eolian or other sediments, the soil development etc.) are strongly the result of complex relationships and responses between external impacts (climate, human), intrinsic parameters of the fluvial system and the physiographic settings of the valley. This is, why regional investigations on „valley architecture“ are necessary not only scientifically, but also for many fields of application like hydro-geology, geothermy, resources of fluvial and eolian clastic deposits, flood management, archaeology and historical geography etc.

1. Einleitung

In den letzten drei Jahrzehnten wurden unter anderem in den beiden von der DFG eingerichteten interdisziplinären Schwerpunktprogrammen „Fluviale Geomorphodynamik in Mitteleuropa“ und „WGB15 (Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre)“ die Kenntnisse zur fluvialen Morphodynamik deutscher Mittelgebirgstäler seit dem Hochglazial der letzten Kaltzeit deutlich erweitert. Neuere Befunde zur stratigraphischen Differenzierung und Alterseinstufung der aus diesem Zeit-

raum erhaltenen Flussterrassen sind in Übersichtsartikeln u.a. bei SCHIRMER et al. (2005) für das Rheineinzugsgebiet, bei ERKENS et al. (2009) sowie DAMBECK (2005) und DAMBECK & THIEMEYER (2002) für das nördliche Oberrheingebiet, bei BIBUS & WESLER (1995) für den mittleren Neckar, bei WEIDENFELLER (2003) für die mittlere Mosel, bei MÄUSBACHER et al. (2001) für die Werra sowie bei URZ (u.a. 2003) für die Lahn dargestellt.

Dabei zeichnen sich immer deutlicher mehrere kräftige fluviale Erosions- und Akkumulationsphasen ab, wobei allerdings die Frage nach der jeweiligen Bedeutung autozyklischer (oder autogener), klimatischer und seit dem Neolithikum wachsender anthropogener Einflüsse auf die fluvialen Dynamiken in der Regel nur unzureichend beantwortet werden kann. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass im komplexen Zusammenspiel zwischen klimatisch, anthropogen oder autozyklisch bedingten Veränderungen der flussinternen Größen (Abfluss, Gefälle, Fracht) und der konkreten regionalen und lokalen Raumsituation unterschiedliche fluviale Reaktionen möglich sind und diese in Dimension und Intensität divergierende fluviale Erosions- und Akkumulationsleistungen auslösen können (u.a. SCHELLMANN 1994a). Das betrifft auch die in vielen Tälern im Laufe oder am Ende des Würm-Spätglazials einsetzenden flussdynamischen Umbrüche vom verwilderten („*braided river*“) zum mäandrierenden Abflusssystem (u.a. ERKENS et al. 2009; DAMBECK 2005: 16ff.; DAMBECK & THIEMEYER 2002; SCHIRMER 1995; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; SCHELLMANN 1994a). Es besteht weitgehend Einigkeit, dass dieser Umbruch bzw. diese Umbrüche eine Folge spätglazialer Klimaerwärmungen und Vegetationsausbreitungen sind. Diese Änderungen der Flusslaufmorphologie treten allerdings nur dann ein, wenn die konkreten flussinternen Verhältnisse, also Abfluss (v.a. Abflussgang und Abflußmenge), Gefälle und Frachtaufkommen, in Wechselwirkung mit der konkreten Raumsituation einen solchen Umbruch auch zulassen. Bei hohem Talgefälle in Verbindung mit extremen Abflussspitzen und grobklastischem Materialtransport wie im außeralpinen Lechtal (u.a. GESSLEIN & SCHELLMANN in diesem Band), zeitweilig auch in einigen Arealen des unteren Isartals (SCHELLMANN 1988) oder im südlichen Oberrheingebiet (u.a. LECHNER 2005: 57ff.) hat dieser Umbruch auch im Mittelgebirgsraum trotz spätglazialer und holozäner Klimaerwärmungen und Vegetationsausbreitungen natürlicherweise bis heute weitgehend nicht stattgefunden. Lediglich der Grad der Verwilderung und vermutlich auch die Intensität von Flussarmverlagerungen wurde reduziert, so dass zwar weniger breite Flussbettareale entstanden, in denen aber weiterhin stark verzweigte, sich in wenigen Jahrzehnten verlagernden Abflusswegen erhalten

blieben. Aus einem verwilderten („*braided river*“) wurde dort gerinnemorphographisch betrachtet ein verzweigter („*anabranching*“) Fluss.

Die vielfältigen Interdependenzen der verschiedenen Steuerungsfaktoren und deren regionale und lokale flussdynamische Reaktionen erfordern zeitlich und stratigraphisch hochauflösende Regionalstudien. Letztere sind zudem für diverse angewandte Fragestellungen (u.a. Grundwasservorkommen und -strömungen, Geothermie, Kieslagerstätten, Hochwasserschutz, Archäologie und historische Geographie) von hoher Bedeutung. Nur aus dem Vergleich regionaler flussgeschichtlicher Entwicklungen können natürliche (Klima, Vegetation, Autozyklizitäten) oder anthropogene Einflüsse auf vergangene fluviale Dynamiken herausgefiltert werden. Kritisch zu hinterfragen ist allerdings der Ansatz von HOFMANN et al. (2008), in dem aus einer statistischen Aufbereitung von ^{14}C -Daten aus Flussbett- und Hochflutablagerungen sowie Kolluvien, Torfen und Bodenbildungen in verschiedenen deutschen Flusstälern versucht wird, fluviale Aktivitätsphasen im Laufe des Holozäns herauszufiltern. Unter anderem ist nicht nur die Zahl der dazu verwendeten Datierungen (insgesamt 433) bezogen auf den betrachteten Zeitraum, nämlich das gesamte Holozän, völlig unzureichend. Zudem ist auch die generelle Interpretation der datierten Sedimente (Hochflutablagerungen, Sande, Kiese, Kolluvien), Torfe und Böden als Anzeiger überregionaler fluvialer Aktivitäts- bzw. Ruhephasen viel zu pauschal. Alle diese Sedimente, Torfe und Böden können sowohl während sogenannter fluvialer „Ruhephasen“, aber auch während „Aktivitätsphasen“ entstehen (siehe auch Kap. 4).

Zeiten erhöhter und abgeschwächter fluvialer Aktivitäten im Flussbett und/oder in den angrenzenden Auen (siehe hierzu auch SCHELLMANN 1994a) und deren syn- oder asynchrones Auftreten an verschiedenen Flüssen und Flussabschnitten sind nur durch detaillierte geomorphologisch-quartärgeologische Regionalstudien mit zeitlich möglichst hoch auflösender geochronologischer Einstufung der erhaltenen Flussbett- und Hochflutablagerungen zu erfassen. Bis heute mangelt es vor allem in vielen Tälern des deutschen Alpenvorlandes an entsprechenden Regionalstudien. Dort wurden in den letzten Jahren meines Wissens lediglich zwei flussgeschichtliche Dissertationen durchgeführt und zwar von MEGIES (2006) am unteren Inn und von MÜNZBERGER (2005) im Donautal zwischen Straubing und der Isarmündung. Vor dem Hintergrund, dass seit den ausgehenden 1990'er Jahren die Labormöglichkeiten im Bereich der AMS ^{14}C -Altersbestimmung zunehmend ausgebaut wurden und seitdem auch kleine organische Makroreste datiert werden können, wie sie zum Beispiel häufig in Hochflut-, manchmal auch in Flussbettsedimenten erhalten sind, lassen weitere Neubear-

beitungen unserer Flusstäler sicherlich einen potentiell hohen Erkenntnisgewinn erwarten. Im vermehrten Einsatz massenspektrometrischer ^{14}C -Datierungen liegt ein Potential, das es erlauben würde, auch die Phasen gesteigerter fluvialer Aktivitäten, die innerhalb der bekannten Umlagerungsperioden wie den holozänen H1- bis H7-Terrassen an Donau und Isar verborgen sind (SCHELLMANN 1994a), zu erkennen. Zwei Hindernisse stehen dem bisher im Wege. Einerseits die relativ hohen Kosten, die entstehen, um die benötigte Anzahl von hundert und mehr AMS ^{14}C -Datierungen aus einer Talaue durchzuführen, und andererseits natürlich auch die große Anzahl von Sondierungen, die nötig sind, um aus einer Terrassenfläche an mehreren Stellen datierbares Material möglichst von der Deckschichtenbasis oder aus den unterlagernden Flussbett-sedimenten zu bergen.

In jüngerer Zeit wurde im Rahmen flussgeschichtlicher Arbeiten im Alpenvorland auch der Frage nach dem Potential der Lumineszens (OSL, IRSL)-Datierungsmethode zur zeitlichen Einordnung mittel- und jungpleistozäner Flussande (u.a. CHOI et al. 2007, MEGIES 2006) nachgegangen. Entsprechende Untersuchungen liegen u.a. von FIEBIG & PREUSSER (2003) im Donautal bei Ingolstadt sowie von KLASSEN (2008) über den Anwendung der OSL-Methode an glazifluvialen und fluvialen Sanden verschiedener Alpenvorlandsflüsse (Isar, Mindel, Riss, Iller, Amper, Würm, Donau) vor. Sie weisen daraufhin, dass die Ergebnisse der OSL-Datierung von Flussanden teilweise vertrauenserweckende Resultate zeigen, teilweise aber auch Zweifel an der Anwendbarkeit, Zuverlässigkeit, Datierungsreichweite und Datierungsgenauigkeit der Methode aufkommen lassen (s.u.). Insofern sollten vor einer Überinterpretation publizierter OSL-Datierungen an fluvialen Sedimenten weitere und umfangreichere systematische Studien an chronostratigraphisch gut abgesicherten fluviatilen Sanden vorgenommen werden, denn die Anwendung der Methode an altersmäßig gut abgesicherten Terrassensequenzen sollte letztendlich der Qualitätsmaßstab für eine Beurteilung des Datierungspotentials der OSL-Methode an solchen Sedimenten sein.

1.1 Einführung in das Untersuchungsgebiet

Zwischen Regensburg und Pleinting durchfließt die Donau eine bis zu 18 km breite und etwa 80 km lange Talweitung, die auch als Straubinger Becken, „Dungau“, „Straubinger Gäu“ oder „Gäuboden“ bezeichnet wird (Abb. 1). Geologisch liegt der Dungau im nordöstlichen Teil des außeralpinen Molassebeckens, dort, wo die Regensburger Kreide der südöstlichen Fränkischen Alb unter die tertiären Lockersedimente des

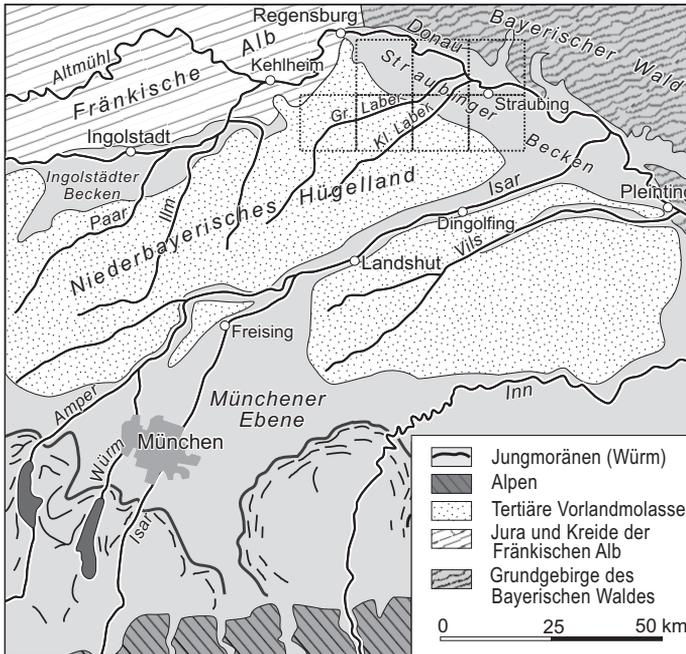


Abb. 1:
Lage des Untersuchungsgebietes und der neu kartierten Kartenblätter der GK25 von Bayern.

nördlichen Alpenvorlandes abtaucht. Die südwestliche Umrahmung dieser Donautalweitung bilden die sanften Bergkuppen und –rücken, häufig auch flachwelligen Hochflächen des Niederbayerischen Hügellandes (Unterbayerisches Hügelland, Niederbayerisches Tertiärhügelland, Donau-Isar-Hügelland) in etwa 380 bis 410 m ü. NN. Im Norden und Nordosten wird die weite Donauebene von den steil aufragenden, häufig über 500 m ü. NN hohen und aus kristallinem Grundgebirgsgesteinen bestehenden Bergkuppen des Vorderen Bayerischen Waldes überragt (Abb. 2). Die tektonische Trennlinie zwischen Molassebecken und moldanubischem Grundgebirge bildet der Donaurandbruch, eine kräftige, herzynisch streichende Bruchzone (Abb. 3 bis 10). Über ihn hinaus reichen bei Steinach und Hungersdorf tertiäre Sedimentgesteine vom Donautal aus noch wenige Kilometer weit nach Norden in den Vorderen Bayerischen Wald hinein.

Das landschaftsbestimmende Element des Dungaues sind die am östlichen Stadtrand von Regensburg weit nach Süden und Südosten ausgreifenden Terrassenfluren der Donau. Morphologisch bilden diese eine vor allem zum südlichen und südwestlichen Talrand hin ansteigende Terrassentreppe mit der am tiefsten gelegenen holozänen Donauaue über die einige Meter höheren und hochwasserfreien Nieder- und Übergangsterrassenflächen des Talgrundes bis hin zu den ausgedehnten Verebnungen der mittel- und altpleistozänen Hochterrassen-, Deckenschotter- und Hochschotterfluren

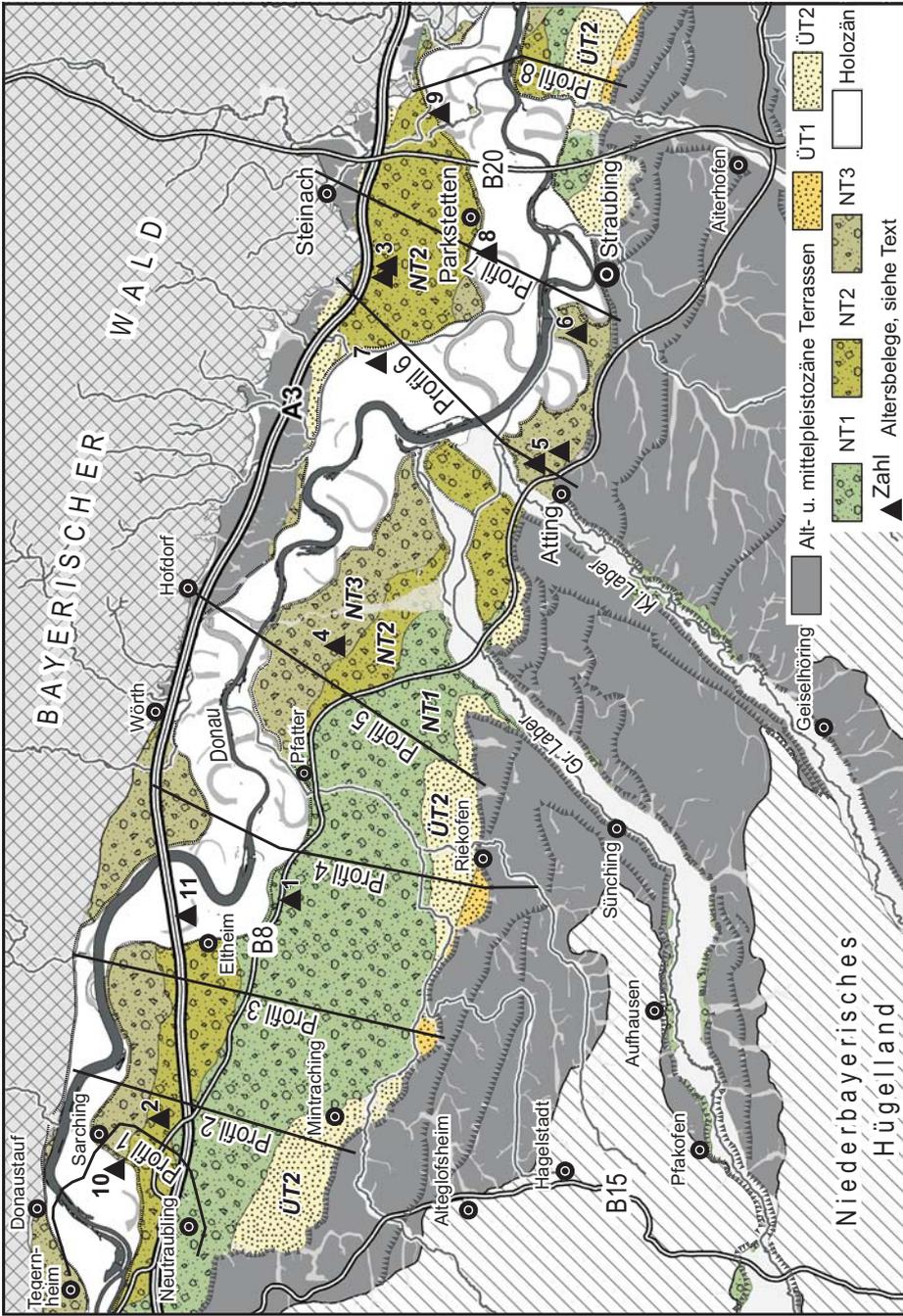


Abb. 2: Übersichtskarte der Verbreitung der Übergangs- und Niederterrassen zwischen Barbing und Bogen mit Lage der Detailabbildungen im Text und der geologischen Talquerprofile 1 bis 8.

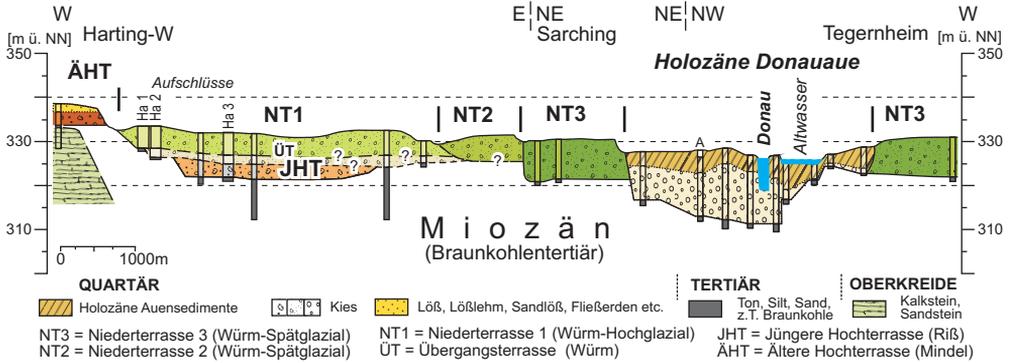


Abb. 3: Geologisches Talquerprofil 1 zwischen Harting und Tegernheim (wenig verändert nach SCHELLMANN 1988). Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

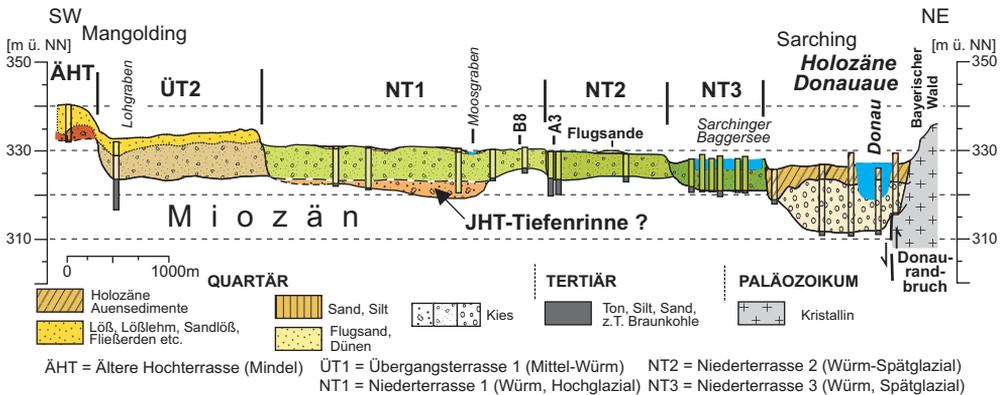


Abb. 4: Geologisches Talquerprofil 2 zwischen Mangolding und Sarching. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

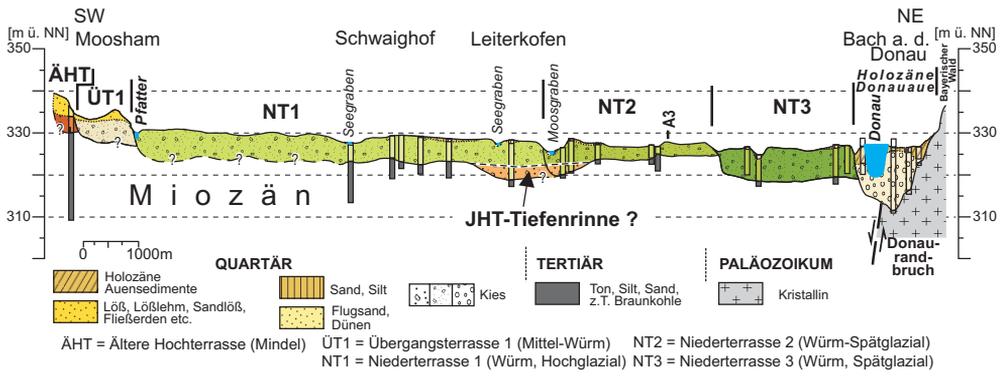


Abb.5: Geologisches Talquerprofil 3 zwischen Mangolding-Ost und Illkofen. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

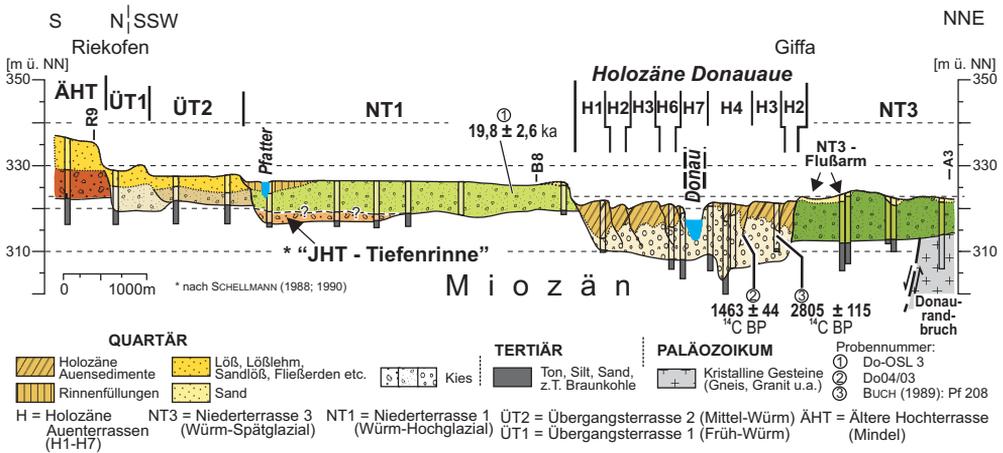


Abb. 6: Geologisches Talquerprofil 4 zwischen Riekofen und der A3 westlich von Wörth. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

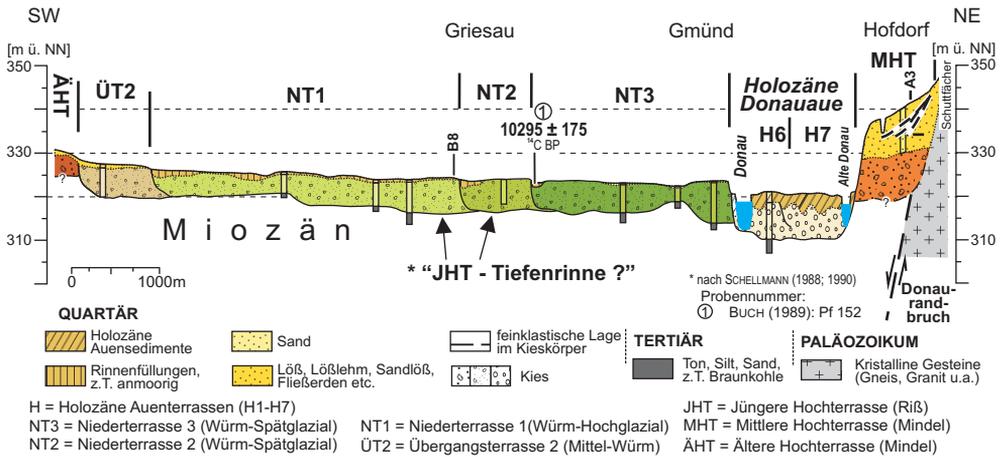


Abb. 7: Geologisches Talquerprofil 5 zwischen Unterehring und Hofdorf. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

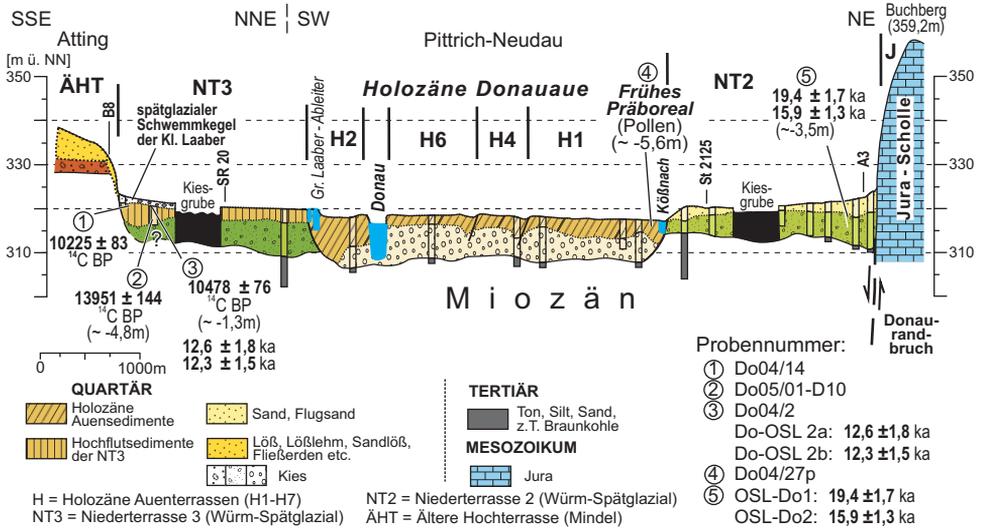


Abb. 8: Geologisches Talquerprofil 6 zwischen Atting und dem Buchberg. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

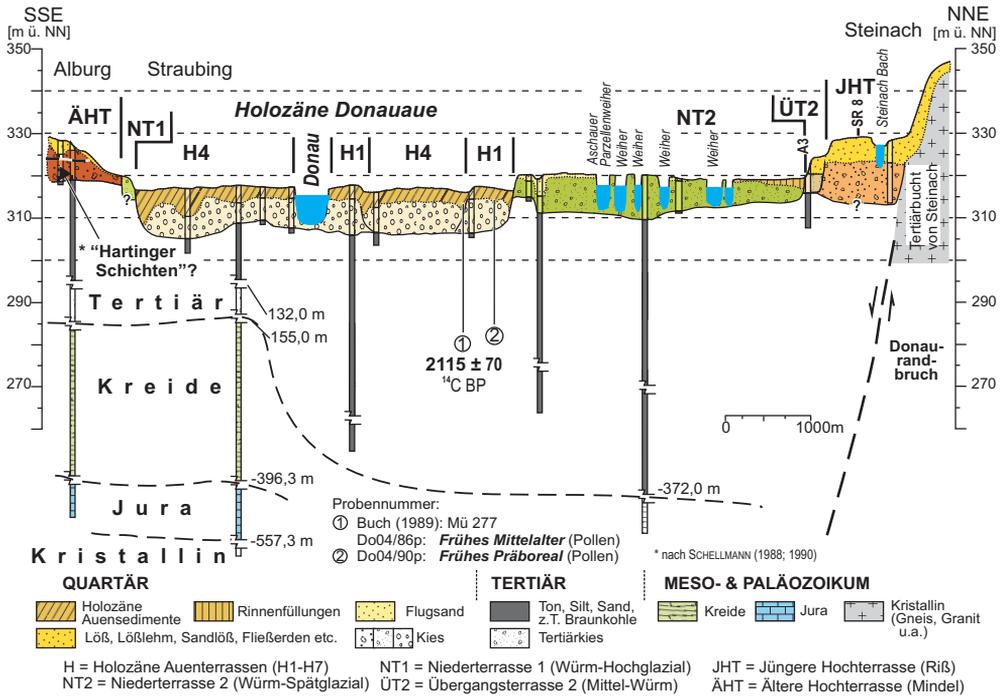


Abb. 9: Geologisches Talquerprofil 7 zwischen Straubing-Alburg und Steinach. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

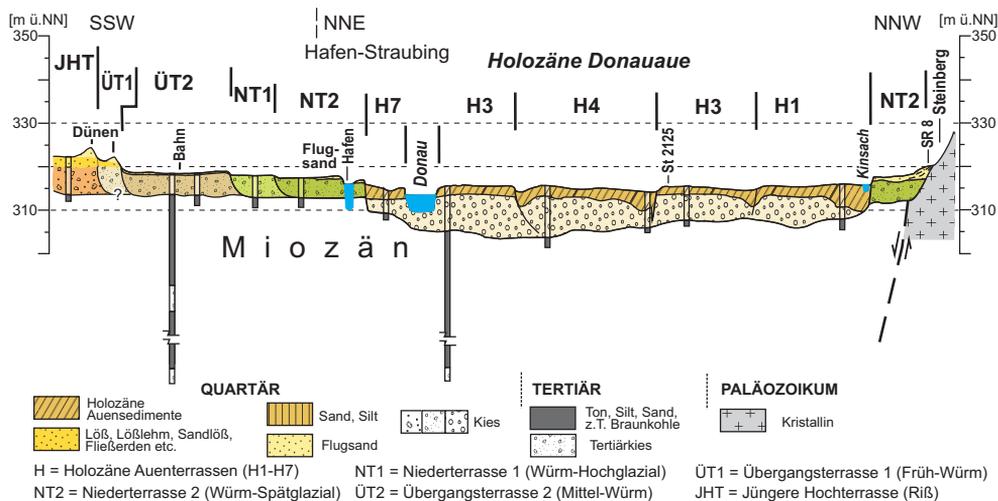


Abb. 10: Geologisches Talquerprofil 8 zwischen Straubing-Ost und dem Steinberg. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

des tieferen und höheren Talhangs in 8 bis 50 m Höhe über der Donauaue (u.a. SCHELLMANN et al. in diesem Band).

Die Donauaue ist die zentrale morphologische und quartärgeologische Tiefenlinie im Blattgebiet. Sie besitzt ein durchschnittliches Gefälle von etwa 0,3‰ und dacht vom östlichen Regensburger Stadtrand bis Bogen von 329 auf 305 m ü. NN ab. Ihre Oberfläche liegt innerhalb extremer Hochwassergrenzen bei 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 (Abb. 3 bis 10). Zudem hebt sie sich durch die flächenhaft verbreitete feinklastische Hochflutsedimentdecke (vor allem Auelehme und Aurinnensedimente) von allen pleistozänen Terrassen deutlich ab. Im Mittel besitzen sie Mächtigkeiten von 2 bis 5 m, wobei feinklastische Verfüllungen einzelner Altarme und Aurinnen bis zu 9,7 m unter die Geländeoberfläche hinabreichen können (Abb. 19). Die Bodenentwicklungen reichen von jungen Auenrendzinen auf jungen Hochflutablagerungen bis hin zu Auenbraunerden im Bereich der höheren und älteren Auenflächen (BUCH 1988; SCHELLMANN 1990). Auengleye, schwarze Anmoore und Auentschernoseme („Feuchtschwarzerden“, „Pechanmoore“ *sensu* BRUNNACKER 1959) prägen dagegen die feuchteren Standorte von Aurinnen und verlandeten Altarmen („Paläoflussbetten“).

Die Aue wird überwiegend ackerbaulich genutzt. Wiesen und Grünlandwirtschaft beschränken sich fast ausnahmslos auf die Feuchtstandorte tieferer Aurinnen und Alt-

arme bzw. die hochwassergefährdeten Standorte innerhalb der Deiche unmittelbar entlang des kanalisierten Donaulaufs (Rhein-Main-Donau-Kanal). Trotz Flurbereinigungen und ackerbaulicher Nutzung prägen immer noch einige mehr oder minder stark verfüllte Aurinnen und Altarme ihr Oberflächenrelief. Letztere ermöglichen eine morphologische Differenzierung der Donauaue in unterschiedlich 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.

Dort, wo sich die Donauaue nicht unmittelbar am Steilanstieg zum Vorderen Bayerischen Wald erstreckt, wird sie auf beiden Seiten von hochwasserfreien pleistozänen Terrassenfluren begleitet (Abb. 2). Überwiegend handelt es sich dabei um würmzeitliche Niederterrassenfluren, die morphologisch und geologisch aus drei Einzelterrassen zusammengesetzt sind: die hochglaziale NT1, die früh-spätglaziale NT2 und die jüngste spätglaziale Niederterrasse, die NT3 (u.a. SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Die Terrassenoberflächen aller drei Niederterrassen heben sich durch das weitgehende Fehlen mächtigerer 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. Vor allem zum südlichen Talrand hin werden die ausgedehnten Niederterrassenfluren von Löß bedeckten und von Dellentälchen zerschnittenen höheren Terrassenfluren begleitet. Nach Altersstellung und Höhenlage der Oberflächen gruppieren sie sich in mehrere Terrassenniveaus (siehe auch SCHELLMANN et al. in diesem Band). Im einzelnen handelt es sich dabei um:

1. das Übergangsterrassenniveau in ca. 3 bis 6 m Höhe über der NT3 (ü. NT3) mit mindestens zwei Einzelterrassen (ÜT1, ÜT2), die wahrscheinlich früh- bis mittelwürmzeitliche Bildungen darstellen;
2. das Hochterrassenniveau in ca. 6 bis 16 m ü. NT3 mit drei mittelpleistozänen

Einzelterrassen (Jüngere, Mittlere und Ältere Hochterrasse);

3. das Niveau des mittelpleistozänen Jüngeren Deckenschotter in ca. 15 bis 33 m ü. NT3 bestehend aus mindestens zwei Einzelterrassen (JD1, JD2), die von HOMILIUS et al. (1983) sowie UNGER (1999) als altpleistozäne Bildungen angesehen werden;
4. das Niveau des Älteren Deckenschotter (ÄD) in ca. 32 bis 40 m ü. NT3, das vermutlich im Altpleistozän vor oder zur Zeit des Jaramillo-Event entstanden ist;
5. das Hochschotterniveau (HS) in ca. 55 bis 70 m ü. NT3, das südwestlich von Straubing erhalten ist und den Übergang zum Niederbayerischen Hügelland bildet (SCHELLMANN et al. in diesem Band).

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 Hügellands zu den Deckenschotterfluren der Donau zwischen Hagelstadt und Alteglofsheim verbreitet sind, können extreme Lößmächtigkeiten von bis zu 27 m (STRUNK 1990: 87; ANNAU et al. in Vorb.) auftreten. Aus der großen Verbreitung von 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.

1.2 Jüngere Forschungsgeschichte

Zuletzt war der hier betrachtete Donautalabschnitt Gegenstand detaillierte flussgeschichtlicher Untersuchungen in den Arbeiten von BUCH (u.a. 1988, ders. 1989) im Donautal zwischen Regensburg und Straubing, von SCHELLMANN (u.a. 1988; ders. 1990; ders. 1994a) an der Donau zwischen Regensburg und Künzing sowie im Isartal unterhalb von Landshut, von UNGER (1999) im Donautal zwischen Straubing und Pleinting, von MÜNZBERGER (2005) im Donautalabschnitt zwischen Straubing und der Isarmündung und von KROEMER et al. (2007) im Bereich der Isarmündung.

Seit den Arbeiten von BUCH (1988) und SCHELLMANN (1988; ders. 1990) stehen sich zwei sehr gegensätzliche Auffassungen über die morphologische, geologische und chronostratigraphische Untergliederung der jungquartären Donauterrassen in diesem Talabschnitt und den daraus resultierenden flussdynamischen Interpretationen

gegenüber. BUCH (1988) und SCHELLMANN (1988) untergliedern das Niederterrassenniveau der Donau im Talraum zwischen Regensburg und Straubing in mehrere Einzelterrassen. BUCH (1988) postuliert drei Niederterrassenniveaus: ein von Löss bzw. Schwemmlöss bedecktes „Deckniveau der Niederterrasse (IA)“ sowie zwei nicht durch fluviale Akkumulation, sondern als Erosionsterrassen durch fluviale Erosion entstandene tiefere Niederterrassenniveaus, die er als „Hauptniveau der Niederterrasse (IB)“ sowie als „Auflösungsniveau der Niederterrasse (IC)“ bezeichnet. Dabei geht er von einem vor dem Denekamp-Interstadial aufgeschotterten Niederterrassenkörper aus, in den im Laufe des Hoch- und Spätglazials die beiden erwähnten Erosionsniveaus eingeschnitten wurden. Prozess-dynamisch betrachtet, sei darauf hingewiesen, dass die Vorstellung einer erosiven Tieferlegung eines Talbodens ohne Ablagerung von Flussbetsedimenten allein schon wegen des geringen Gefälles des Donautals von nur etwa 0,33‰ völlig ausgeschlossen werden kann.

SCHELLMANN (1988; ders. 1990) untergliedert dagegen das Niederterrassenniveau in eine mindestens frühwürmzeitliche lößbedeckte Übergangsterrasse (ÜT), eine hochglaziale NT1 (NT = Niederterrasse) sowie zwei spätglaziale Niederterrassen NT2 und NT3. Auf der Basis von Aufschlussbeobachtungen und von Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnissen von Bohrungen weist SCHELLMANN (1988; ders. 1990) daraufhin, dass es sich bei den nach BUCH (u.a. 1988) vermeintlich einheitlichen Niederterrassenkörper um ein Sequenz von mehreren, teilweise gestapelten Sedimentkörpern handelt, den Übergangs- und Niederterrassen, die unterschiedlich alte Akkumulationskörper der Donau darstellen. Bezüglich einer ausführlicheren Diskussion der hier nur angerissenen gegensätzlichen Auffassungen von BUCH (u.a. 1988; BUCH & HEINE 1989) sowie SCHELLMANN (1988; ders. 1990) zum stratigraphischen Aufbau und damit auch zur flussgeschichtlichen Entwicklung der Donau sei auf SCHELLMANN (1994a; ders. 1990: 6ff.) verwiesen. UNGER (1999) und KROEMER et al. (2007) folgen bei der geologischen Neuaufnahme des Donautals zwischen Straubing und Pleinting bzw. der GK 1: 25.000 Blatt Deggendorf in hohem Maße der jungquartären Terrassengliederung von SCHELLMANN (1988; ders. 1990).

Grundlegende Unterschiede bestehen zwischen den bisherigen Bearbeitern auch bei der stratigraphischen Untergliederung der Donau. Nach SCHELLMANN (1988; ders. 1990) ist diese im Zuge lateraler Flusslaufverlagerungen einer seit dem Übergang vom Spätglazial zum Holozän mäandrierenden Donau entstanden. Infolgedessen prägen primäre Aurinnenscharen neben jüngeren Hochwasserrinnen („sekundäre Aurinnen“) das Oberflächenrelief. Häufiger sind auch alte Donauläufe („Paläomään-

der“) erhalten. Sie sind das jüngste Flussbettstadium am Ende eines Mäanderausbaus und wurden durch Mäanderdurchbruch und Laufverkürzung der Flussbettsedimentation entzogen. Eine Untergliederung der Donauaue in unterschiedlich alte Donauablagerungen, also in verschieden alte Mäanderterrassenkörper, ist nur unter Verwendung ihres besonderen morphologischen Innenbaus möglich (u.a. SCHIRMER 1983, SCHIRMER 1995; SCHIRMER et al. 2005; SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Auf der Basis eines solchen morphologischen Kartierungsansatzes unter Berücksichtigung des geologisch-sedimentologischen Aufbaus der Donauaue konnten von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) mindestens sieben Mäanderterrassen (H1 bis H7, H = Holozänterrasse) nachgewiesen werden. Diese entstanden im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau seit dem frühen Präboreal (s.u.). Dabei bestehen deren Akkumulationskörper jeweils aus einer liegenden, mehrere Meter mächtigen sandig-kiesigen und großbogig schräggeschichteten Flussbettfazies, die von jüngeren, wenige Meter mächtigen, teilweise gestapelten feinklastischen Auensedimenten überdeckt sind.

Eine Differenzierung verschiedener Auensedimentdecken und deren Lagerung im Tal, wie sie im Untersuchungsgebiet von BUCH (1988; ders. 1989) und im Donautalabschnitt zwischen Bogen und der Isarmündung jüngstens auch von MÜNZBERGER (2005) vorgenommen wurde, kann weder zu einer Untergliederung der Donauaue in unterschiedlich alte Terrassenkörper bestehend aus liegenden Donaukiesen und hängenden Auensedimenten führen, noch können daraus Informationen über das ehemalige flussmorphologische Erscheinungsbild der Donau wie zum Beispiel die Flussgrundrisstypen „mäandrierend“ oder „stark verzweigt“ gewonnen werden. Auf die falsche Verwendung des Begriffs „anastomisierend“ für einen stark verzweigten, durch kiesige Flussbettsedimentation gekennzeichneten Flusslauf bei BUCH (u.a. 1988) und jüngstens auch bei MÜNZBERGER (2005) wurde bereits von SCHELLMANN (1990: 6f.) hingewiesen. Aussagen, wie sie schon von BUCH (u.a. 1988, ders. 1989) und jüngstens auch von MÜNZBERGER (2005) getroffen werden, dass es im Laufe des Holozäns zu mehrfachen extremen Änderungen des flussmorphologischen Erscheinungsbildes der Donau gekommen wäre, sind Mutmaßungen ohne entsprechende Befunde (s.u.; SCHELLMANN 1994a: 132).

Aus gegebenem Anlass (MÜNZBERGER 2005) erscheint es notwendig, darauf hinzuweisen, dass schon seit den Arbeiten von PENCK (1884) sowie PENCK & BRÜCKNER (u.a. 1909) „Flussterrassen“ morphostratigraphisch als fluvial geschaffene Verebnungen in einem Tal definiert und als solche morphologisch abgrenzbar sind. Diese besitzen in der Regel einen fluvialen Akkumulationskörper (= Flussterrassenkörper)

wie dies bereits PENCK (1884) erkannte. Fehlt ein fluviatiler Sedimentkörper, so ist zu unterscheiden, ob ein solcher infolge extremer Strömungsenergie des Wassers nie abgelagert wurde und damit eine Erosionsterrasse (z. B. eine Felssohlenterrasse) vorliegt oder ob dieser nachträglich erodiert wurde, also eine erodierte Terrassenleiste erhalten ist. Aus der morphologischen Beziehung der Terrassenoberflächen zueinander resultieren beschreibende Begriffe wie „Terrassentreppe“ (u.a. PENCK & BRÜCKNER 1909) oder „Reihenterrassen“ (SCHIRMER 1983). Der Begriff „Terrassentreppe“ beschreibt damit eindeutig nicht die geologische Lagebeziehung der Terrassenkörper im Tal, wie das von MÜNZBERGER (2005: 32) definiert wurde. Bei einer Terrassentreppe können auch die Terrassenkörper, aber sie müssen nicht, treppenartig im Tal liegen. Zur Beschreibung der geologischen Lagerung von Terrassen im Tal sind explizit Beschreibungen wie u.a. gestapelte, ineinandergeschachtelte oder treppenartig angeordnete Terrassenkörper zu verwenden.

Letztlich sind Flussterrassen das Ergebnis von Verlagerungen des Flussbetts. Sie sind es, die fluviatile Körper (= Terrassenkörper) entstehen lassen und auch wieder aufzehren. Hochwässer modulieren mit der Auflagerung von Hochflutsedimenten oder der Erosion von Hochwasserrinnen nur die vom Flussbett geschaffene Architektur des Talbodens. Insofern ist bei der Untersuchung fluvialer Dynamiken eindeutig zu unterscheiden zwischen Flussbettaktivitäten mit Ablagerung fluss- und regional-spezifischer Flussbettsedimente einerseits und Hochwasseraktivitäten in einer flussbegleitenden Aue mit Ablagerung fluss- und regional-spezifischer Hochflutsedimente andererseits.

Die hier vorgestellten neuen Befunde zum Alter der würmzeitlichen Nieder- und holozänen Auenterrassen im Donautal zwischen Regensburg und Straubing resultieren vor allem aus Kartierungen der Donauterrassen auf den Gradabteilungsblättern (Abb. 1) 7040 Pfatter, 7041 Münster, 7140 Geiselhöring und 7141 Straubing (siehe auch SCHELLMANN et al. in diesem Band), die in den Jahren 2004 bis 2006 im Auftrag des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Rahmen der von der EU geförderten Maßnahme „Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen“ durchgeführt wurden (SCHELLMANN et al. 2007). Einige Ergebnisse stammen von den jüngstens abgeschlossenen Kartierungen der Terrassen von Donau, Großer und Kleiner Laber auf den Nachbarblättern 7039 Mintraching, 7139 Aufhausen und 7138 Langquaid (SCHELLMANN 2009a bis 2009c). Die Publikation dieser Kartenblätter durch das LFU ist in naher Zukunft vorgesehen.

Das Gebiet des Kartenblattes war bereits in der Vergangenheit Gegenstand geologischer Kartierungen. Übersichtskarten zum Donauquartär erstellten u.a. LEGER (1965; ders. 1988), WEINIG (1980), HOMILIUS et al. (1983) sowie UNGER (1999). Detailliertere Kartierungen der jungquartären Donauterrassen finden sich bei SCHELLMANN (1988, 1990) und bildeten die Grundlage für die durchgeführten Neukartierungen der Donauterrassen. Die Nomenklatur der Terrassenbezeichnungen folgt weitgehend den genannten Arbeiten. Dabei stammen die im Alpenvorland verwendeten Begriffe „Deckenschotter“, „Hoch-“ und „Niederterrassen“ bereits von PENCK (1884) sowie der Begriff „Übergangsterrasse“ von SCHELLMANN (1988).

2. Untersuchungsmethoden

Die morphologisch-geologische Differenzierung der pleistozänen Terrassen ist im Untersuchungsgebiet 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 und nicht das heutige Oberflächenniveau 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, sind die Bestimmung der Tiefenlagen ihrer Terrassenbasen schwierig. Jedoch liegen für die Hoch- und Niederterrassen von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) Aufschlussobservationen 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 fluviale Anschüttungskörper, die durch laterale Flussbettverlagerungen gebildet wurden. Den Verlauf dieses lateralen Wachstums kennzeichnen primäre Aurinnen, die zum Außenrand einer Mäanderterrasse laufen. Die Verbindung aller primären Aurinnen am Außenrand der Terrasse führt dort zu Entstehung einer tiefer gelegenen Zone, die sog. „Nahrinne“ (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 („Paläomäander“) erhalten. Die Datierung seiner Verfüllung kann einen Altershinweis für das Ende der jeweiligen Mäanderausbildung geben.

Mit Hilfe der niveau- und nahtrinnen-bezogenen Kartiermethoden ist zunächst eine relative stratigraphische Untergliederung von Talböden möglich. Manchmal fehlen Altersbelege, die eine genauere relative oder absolute Datierung der kartierten Terrassenflächen ermöglichen. Bei der stratigraphischen Einstufung wurde dann das belegbare Mindestalter der Terrasse verwendet. Weitere Hinweise zur Abgrenzung und Alterseinstufung von Terrassen, Terrassenkörpern und fluviatilen Fazien geben z.B. SCHELLMANN (1994a: 125ff.) und SCHIRMER (u.a. 1983, SCHIRMER et al. 2005).

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen zur Verfügung: das eigene Bohrarchiv aus den 1980‘er Jahren, das Bohrarchiv des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) sowie weitere zahlreiche Schichtenverzeichnisse von Brunnen- und Pegelbohrungen, von Aufschluss- und Baugrundbohrungen sowie von geothermischen Erkundungsbohrungen, die dankenswerter Weise von folgenden Behörden und Firmen zur Verfügung gestellt wurden: Wasserwirtschaftsämter Regensburg, Deggendorf, Landshut und Kehlheim, Staatliches Bauamt Regensburg, Landratsämter Kehlheim und Regensburg, Stadtwerke Straubing, Autobahndirektion Süd, Rhein-Main-Donau-AG und diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, Terrasond GmbH & Co KG in Günzburg-Delfingen, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof).

Historische Karten, wie die Uraufnahmen der Flurkarten aus den Jahren 1816 und 1827 sowie die Positionsblätter aus der Mitte des 19. Jahrhunderts (Bayerisches Landesvermessungsamt München), bildeten 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.

Die Einbindung der Kartierungen und weiterer Daten (Bohrungen, Altersdatierungen, historische Karten) und die Erstellung von Quartärbasiskarten in einem GIS-Projekt unter der Verwendung der Software ArcMap 9.3 wurde von meinen Mitarbeitern Herrn Dipl. Geogr. Benjamin Gesslein, Frau Dipl. Geogr. Silke Schwieger, Herrn cand. phil. Christian Gebhardt und mehreren studentischen Mitarbeitern mit großem Engagement durchgeführt, wofür ich Ihnen sehr danke.

Massenspektrometrische Radiokohlenstoff-Datierungen (AMS ^{14}C) organischer Makroreste spätglazialer und holozäner Donauablagerungen wurden vom Institut für Physik der Universität Erlangen und 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.

Frau Dr. Heike Schneider (ehemals Physische Geographie, Universität Bamberg) erstellte dankenswerterweise einige pollenanalytische Alterseinstufungen organischer Sedimentlagen in der feinklastischen Füllung holozäner Aurinnen und Altarme. Zudem führte sie gemeinsam mit meinem Mitarbeiter Herrn Roland Behr und einigen Bamberger Studierenden eine Großzahl von Deckschichtensondierungen per Hand oder als Rammkernsondierungen mit dem Wackerhammer durch, wofür allen Beteiligten vielfach gedankt sei.

Frau Dr. Nicole Klasen (Geographisches Institut, Universität zu Köln) gebührt besonderen Dank für die Datierung des Sedimentationsalter von Flusssanden der drei Niederterrassen mit Hilfe der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL)-Altersbestimmungsmethode. Zwei weitere 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. Johanna Lomax (Universität Wien) und Dr. Frank Preusser (Universität Bern) erstellt.

3. Verbreitung, geologische Lagerung und Alter der jungquartären Donauterrassen

Die Verbreitung und geologische Lagerung der jungquartären Donauterrassen sind in Abb. 2 und in den geologischen Profilschnitten in Abb. 3 bis Abb. 10 dargestellt. Für weitere Details sei auf die publizierten Karten in SCHELLMANN (1988; ders. 1990), UNGER (1999), SCHELLMANN et al. (in diesem Band) sowie auf die in naher Zukunft vorgesehene Publikation der betreffenden geologischen Karten der GK 1: 25.000 von Bayern (LFU) verwiesen.

3.1 Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2)

Die wahrscheinlich ältesten Donauterrassen der Würm-Kaltzeit bilden die am Außenrand der Niederterrassenfluren fragmentarisch erhaltenen und von Löß bzw. Sandlöß bedeckten Übergangsterrassen ÜT1 und/oder ÜT2 (Abb. 2). Deren Oberflächen lie-

gen, 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 wegen der Ähnlichkeit in den Höhenlagen ihrer Terrassenoberflächen (ca. 3 bis 5 m ü. NT3), in den Mächtigkeiten der Deckschichten (ca. 1 bis 4 m ü. NT3) sowie in den maximalen Höhenlagen ihrer Kiesoberkanten (ca. 2 bis 4 m ü. NT3) nur dort unterscheidbar, wo beide Übergangsterrassen im räumlichen Nebeneinander erhalten sind. Insofern ist zum Beispiel die stratigraphische Einstufung der bis zu 2 km breiten Übergangsterrassenfläche zwischen Neutraubling-Lerchenfeld und Mintraching als ÜT2 (Abb. 2) unsicher, sie könnte auch eine ÜT1 sein. Das gilt auch für die ÜT2 westlich von Steinach (Abb. 2), die ebenfalls eine ÜT1 sein könnte.

Die Oberkanten der fluviatilen Akkumulationsniveaus (= Kiesoberkante) beider Übergangsterrassen liegen deutlich tiefer als die Oberkanten der Hochterrassenkiese und häufig nicht signifikant über den Kiesoberkanten der angrenzenden Niederterrassenfluren. Daher ist es nicht erstaunlich, dass die Übergangsterrassen von früheren Bearbeitern der Donauterrassen im Straubinger Becken entweder als „mit Schwemmlöß bzw. mit Schwemmlehm bedeckte Niederterrasse“ (LEGER 1965; WEINIG 1980; HOMILIUS et al. 1983, BRUNNACKER 1956) oder als „Deckniveau der Niederterrasse“ (BUCH 1988) oder als „rißzeitliche Erosionsterrasse“ (HOMILIUS et al. 1983) bezeichnet wurden. Häufig ordnete man sie aber auch ohne weitere räumliche Separierung der Niederterrasse zu. Derartige lößbedeckte Terrassen im bzw. nahe dem Oberflächenniveau der Niederterrassen sind seit längerem auch aus anderen deutschen Fluss-tälern bekannt. Dazu zählen u.a. die „Fellheimer Terrasse“ im Weißenhorner Tal an der Iller (u.a. ELLWANGER 1988), die „T6“ am Untermain (SEMMELE 1972), die „Te2“ an der Enz (BIBUS 1989; BIBUS & WESLER 1995), die „Älteren Niederterrassenflächen“ im Harzvorland (RICKEN 1982), die Übergangsterrasse an der Oberweser (SCHELLMANN 1994b) und an der unteren Isar (SCHELLMANN 1988; ders. 1990) sowie die „Obere Niederterrasse“ im Tal der Mulde (u.a. FUHRMANN 2007).

Nach Aufschlussbeobachtungen von SCHELLMANN (1988: 135ff.) bei Regensburg-Harting liegt die Terrassenbasis der ÜT wahrscheinlich im ehemaligen Mittelwasser-

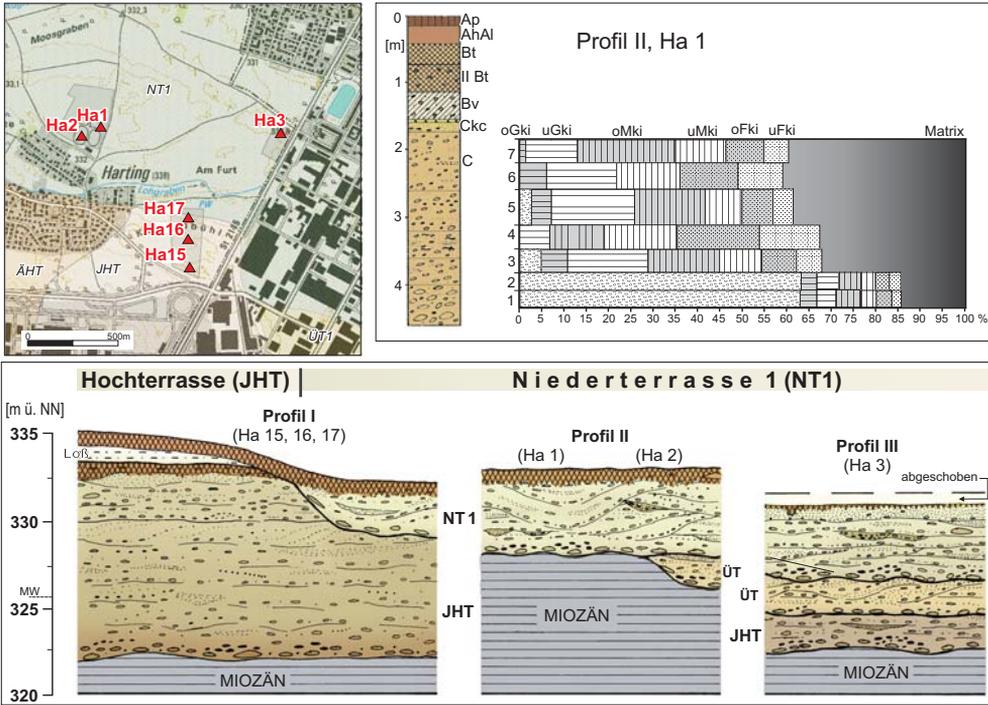


Abb. 11: Gestapelte Flußbettsedimente im Bereich der Niederterrasse 1 (NT1) der Donau im Raum Regensburg-Harting nach Aufschlussprofilen, die den Kieskörper der rißzeitlichen Jüngeren Hochterrasse (JHT) und der würmhochglazialen Niederterrasse (NT 1) bis zum unterlagernden miozänen Braunkohlentertiär erschlossen (Details in SCHELLMANN 1988; ders. 1990).

niveau der Donau vor deren Ausbau zum Rhein-Main-Donau-Kanal und damit deutlich höher als die der Jüngeren Hochterrasse (JHT bzw. früher HT1), aber geringfügig tiefer als die Terrassenbasen der beiden älteren Niederterrassen NT1 und NT2 (Abb. 11).

Beide Übergangsterrassen sind überwiegend von 2 bis 4 m mächtigen Lößdeckschichten bedeckt (u.a. SCHELLMANN et al. in diesem Band), die wegen der Nähe zu deren ehemaligem Auswehungsgebiet, und das waren die angrenzenden Niederterrassenfluren, häufig eine hohe Feinsandkomponente besitzen. Zudem erstrecken sich entlang der Terrassenstirn wiederholt mehrere, bis zu einem Meter hohe Sandlößdünen, die allerdings durch die intensive ackerbauliche Nutzung meistens stark eingeebnet sind. Derartige aufgesetzte Dünenkuppen sind auf der ÜT2 im Raum Neutraubling-Lerchenfeld sowie auf der ÜT1 östlich von Straubing beim Weiler Moosdorf erhalten.

Eine Aufschlussbeschreibung aus der in der ÜT2 (oder ÜT1?, s.o.) gelegenen ehemaligen Kiesgrube östlich von Oberzeitldorn bzw. westlich von Steinach (Abb. 2) ist bei SCHELLMANN (1988: 135ff.) publiziert. Demnach besteht der über dem Grundwasserspiegel gelegene, 3 m mächtige ÜT2-Kieskörper aus einem horizontal geschichteten Donauschotter mit zahlreichen alpinen und jurassischen Kalkgeröllen. Innerhalb der auflagernden 2 m mächtigen Würmlößdecke war ein Innerwürmboden in Form eines 20 cm mächtigen, entkalkten, rötlichbraunen und schwach lehmigen Verbraunungshorizonts (Bv-Horizont) relikthaft erhalten. Innerwürmbodentyp und fazielle Ausprägung der liegenden Würmlößdeckschichten sieht SCHELLMANN (1988: 137) als typische frühwürmzeitliche Bildungen an. Allerdings kann eine Parallelisierung mit dem Lohner Boden nicht völlig ausgeschlossen werden.

Von BUCH & ZÖLLER (1990) wurde die Basis der Lößdecke auf der ÜT2 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 (ka = 1.000 Jahre) datiert, was für eine mindestens mittelwürmzeitliche Bildung der ÜT2 spricht. Eine frühwürmzeitliche oder sogar eine rißzeitliche Bildung kann allerdings nicht ausgeschlossen werden. Insofern könnte die ÜT1 im Frühwürm oder bereits in der Riß-Kaltzeit aufgeschottert worden sein. Eine fossile interglaziale Bodenbildung auf den Terrassenkiesen, die ein risszeitliches Alter belegen würde, konnte allerdings bisher bei keiner der beiden Übergangsterassen angetroffen werden.

3.2 Jungwürmzeitliche Niederterrassen (NT1 bis NT3)

Im Talboden des Donautals zwischen Regensburg und Pleinting existieren bis zu drei würmzeitliche Niederterrassen (NT1 bis NT3), die sich durch ihre Höhenlage von zwei bis fünf Metern über der Donauaue sowie durch das Fehlen einer flächenhaften Löß- und Auensedimentbedeckung deutlich von allen anderen Terrassen unterscheiden (u.a. SCHELLMANN 1988; ders. 1990; UNGER 1999). Untereinander bilden die Niederterrassen eine Terrassentreppe. Dabei besitzt die NT1 eine etwa zwei bis drei Meter und die NT2 eine etwa einen Meter höhere Oberfläche als die NT3. Letztere liegt etwa ein bis zwei Meter über der Donauaue.

Im direkten räumlichen Nebeneinander sind alle drei Niederterrassen nur südlich der Donauaue zwischen Neutraubling und Sarching, östlich von Pfatter sowie östlich des Aiterach-Tals erhalten (Abb. 2). Die größte Ausdehnung besitzt die NT1 südlich der heutigen Donauaue, wo sie sich mit einem mittleren Oberflächengefälle von 0,35%

vom östlichen Stadtrand von Regensburg über Neutraubling und Giffa bis zum Tal der Großen Laber erstreckt und dabei im Raum Pfatter eine maximale Breite von bis zu 6 km erreicht. Eine insgesamt deutlich geringere Flächenausdehnung besitzt die NT2. Ihre Terrassenflächen sind durchgängig von Barbing bis nach Eltheim mit einer Breite von über 2 km erhalten. Weitere größere NT2-Areale liegen talabwärts unterhalb von Pfatter, unterhalb der Kleinen Laber zwischen Atting und Straubing-Kagers sowie im Raum Parkstetten.

Terrassenflächen der NT3 sind dagegen im gesamten Straubinger Becken, wenn auch mit unterschiedlichen Ausdehnungen, zumindest auf einer Talseite der Donau fast durchgehend erhalten. Dort, wo sich auf beiden Seiten der Donau NT3-Flächen erstrecken (Abb. 2), ist die enorme Breite des NT3-Flussbettareals rekonstruierbar. Danach besaß das Flussbett der NT3-Donau zwischen Sarching und Straubing eine Breite von drei bis viereinhalb Kilometer. Erst unterhalb von Straubing mit Annäherung an die Talenge bei Bogen verringerte sich seine Breitenausdehnung auf unter zwei Kilometer. Insgesamt ist das NT3-Flussbettareal allerdings deutlich schmäler als die ehemals aktiven Flussbettareale der NT1 und NT2.

Alle drei Niederterrassen wurden von einem weit verzweigten, sich stetig innerhalb eines enorm breiten aktiven Flussbettareals verlagernden Donaulaufs („*braided river*“) geschaffen. Daraus resultiert:

1. die häufig mehrere Kilometer breite Ausdehnung der heute noch erhaltenen Terrassenflächen (Abb. 2), die von zahlreichen, meist wenig verfüllten Paläo-Flussarmen durchzogen werden;
2. ein weitgehendes Fehlen von mächtigen Auensedimentdecken, so dass häufig die sandige und kiesige Flussbettfazies bis an die Terrassenoberfläche reicht, wobei allerdings die NT2-Flussbettsedimente östlich von Barbing und im Raum Parkstetten teilweise von spätglazialen Flugsanden (s.u.) bedeckt sind;
3. die Horizontal- und Trogschichtung der Flussbettsedimente (u.a. Abb. 11), in denen vereinzelt syngenetische Kryoturbationen und Driftblöcke auftreten und dadurch auf kaltzeitliche Ablagerungsbedingungen hinweisen. Bezüglich entsprechender Aufschlussbeschreibungen aus dem Blattgebiet sei auf SCHELLMANN (1988; ders. 1990), SCHELLMANN (2009a) sowie BUCH (1988) verwiesen.

Die NT1- und NT2-Terrassenkörper, deren Terrassenbasen in nur wenige Meter Tiefe unter Flur ungefähr im Oberflächenniveau der holozänen Donauaue liegen, werden häufig von älteren fluviatilen Sockelschottern unterlagert (SCHELLMANN 1988; ders.



Abb. 12: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis zwischen Tegernheim und Geisling nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Die Isohlinien wurde mittels der „nearest neighbour method“ berechnet. Stützpunkte wurden entlang des Anstiegs der Quartärbasis von der holozänen Donaunau zur Niederterrassenflur und im Südosten am Anstieg zur Älteren Hochterrasse (AHT) gesetzt.

1990; SCHELLMANN et al. in diesem Band). Vor allem Sockelschotter der Jüngeren Hochterrasse unterlagern als sog. „JHT-Tiefenrinne“ beide älteren Niederterrassen in einer Zone, die sich von Neutraubling bis Eltheim (Abb. 12) und südlich von Geisling bis östlich von Pfatter erstreckt (Abb. 6 und 7). Der weitere talabwärtige Verlauf ist bei SCHELLMANN (1988; SCHELLMANN et al. in diesem Band sowie SCHELLMANN & GEBHARDT in diesem Band) beschrieben.

Die NT3 besitzt gegenüber der NT1 eine ca. 2 bis 3 m und gegenüber der NT2 eine ca. 1 m tiefere Oberfläche. Sie 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 -11 m unter NT3-Oberfläche sowohl von den älteren Niederterrassen und deren wesentlich höheren Terrassenbasen als auch von der holozänen Donauaue und deren meist deutlich tieferen Quartärbasis (Abb. 3 bis 12) deutlich abgesetzt (siehe auch SCHELLMANN et al. in diesem Band). Damit hatte die Donau mit der Anlage der NT3 erstmalig eine Erosionsbasis erreicht, wie sie zuvor schon zu Beginn der Aufschotterung der JHT existiert hatte. Diese tiefliegende NT3-Erosionsbasis lässt sich bis unterhalb von Straubing, wahrscheinlich bis weit unterhalb der Isarmündung nachweisen (SCHELLMANN 1988; ders. 1990).

Während auf den Terrassenflächen der NT2 und seltener auf 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 oft durch stark humose bis anmoorige Böden geprägten Flussrinnen- und Randsenkenbereiche rötlichbraune Schotter-Parabraunerden.

3.1.1 Die Altersstellung der Niederterrasse 1 (NT1)

Zur Alterseinstufung der NT1 liegen bisher keine numerischen Datierungen vor. Da in ihrem Sedimentkörper organische und damit ¹⁴C-datierbare Reste, von Mammutzähnen abgesehen, fehlen, wurde von Frau Dr. Klasen (siehe Kap. 2) eine OSL-Datierung an NT1-Flusssanden aus einer Kiesgrube südlich von Geisling vorgenommen (Abb. 13; Abb. 2: Altersbeleg 1). Dort waren die karbonatgeröllreichen NT1-Donaukiese bis zum Grundwasserspiegel aufgeschlossen. Das OSL-Alter einer Sandprobe aus 1,3 m Tiefe unter Oberfläche ergab ein Alter von etwa 19,8 ka bestimmt an Quarzen (Qu.) bzw. 25,7 ka bestimmt an Feldspäten (Fsp.). Im Gegensatz zur Auffassung von KLASEN (2008: 152) dürfte nicht das Feldspat-, sondern eher das Quarzalter zutreffender sein. Diese Annahme beruht weniger darauf, dass das Quarz-Alter besser

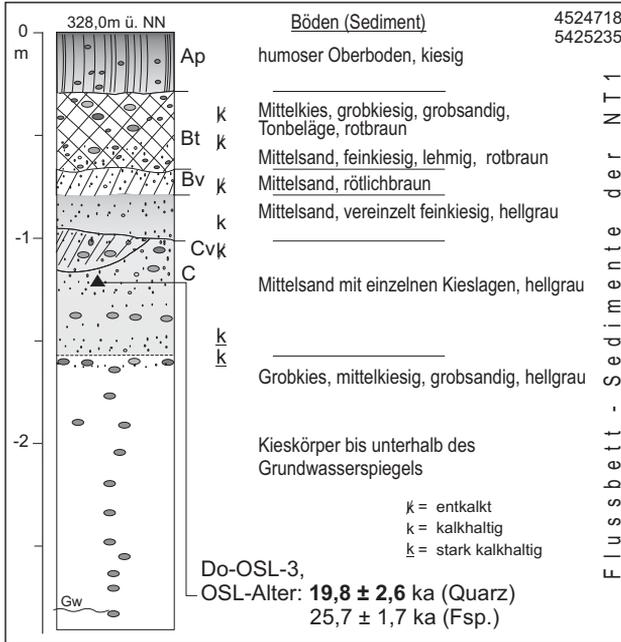


Abb. 13: OSL-Alter der NT1-Flussbett-sedimente südlich von Geisling.

mit der bisherigen Alterseinstufung der NT1 ins Würm-Hochglazial übereinstimmt. Vielmehr stützt sie sich auf eine parallele OSL- und ¹⁴C-Datierung des Sedimentationsalters einer Sandlage von der NT3 bei Atting. Dort konnte ein Ästchen aus einer Sandlage geborgen werden, so dass ein ¹⁴C-Vergleichsalter für die beiden aus der Sandlage entnommenen OSL-Proben vorliegt (Tab. 1). Das kalibrierte ¹⁴C-Alter des Holzes von 12.100 bis 12.700 cal BP stimmt hervorragend mit beiden OSL-Quarzal-tern von 12,3 bzw. 12,6 ka überein. Dagegen sind beide Feldspatalter, trotz ihrer wesentlich besseren Aufbaukurve (mdl. Mitt. Frau Dr. Klasen), deutlich zu alt. Eine generelle relative Altersunterbestimmung der Quarzal-ter, die deren Datierungsergeb-nisse als ungeeignet erscheinen lassen, wie von KLASEN (2008: 152) postuliert, ist zumindest bei den fünf datierten OSL-Proben aus diesem Donautalabschnitt nicht erkennbar. Dagegen streuen die Feldspatalter zum Teil stark und lassen die Aufschot-terung der NT2 sogar jünger erscheinen als die der NT3 (Tab. 1).

Insgesamt verdeutlichen meines Erachtens die Resultate der OSL-Datierungen, dass die Anwendung dieser Methode an fluvialen Sedimenten dringend weiterer Un-tersuchungen bedarf und dass, wie von KLASEN (2008: 152) konstatiert, deren Ergeb-nisse aktuell noch zu unsicher sind, um sie für eigenständige chronologische Einstu-fungen von Flussablagerungen zu verwenden.

Tab. 1: OSL-Alter von Flusssanden der Niederterrassen.

Terrasse	Pr. Nr.	Lage	OSL Quarz	OSL Fsp.	¹⁴ C BP	¹⁴ C cal BP (2 sigma)
NT1	Do-OSL 3	Geisling S	19.8 ka	25.7 ka		
NT 2	Do1	Parkstetten N., Ksg. Wolf	19.4 ka	15.4 ka		
	Do2		15.9 ka	14.2 ka		
NT3	Do-OSL 2a	Atting. Ksg. Wolf	12.6 ka	20.6 ka	Holz (Do04/2): 10478 ± 76	12100 – 12700
	Do-OSL 2b		12.3 ka	17.6 ka		

OSL-Datierungen: Frau Dr. NICOLE KLASSEN (OSL-Labor, Geogr. Inst. Universität zu Köln); ¹⁴C-Alter: AMS ¹⁴C-Labor Erlangen

Bezüglich der NT1-Altersstellung kann generell davon ausgegangen werden, dass zumindest die hangenden Partien der NT1-Flussbetsedimente zeitlich der klassischen, mit den Jungendmoränen verknüpfbaren, hochwürmzeitlichen Hauptniederterrasse des Alpenvorlandes entsprechen. Vermutlich umfasst die Ausbildung der NT1 den Zeitraum vom Denekamp-Interstadial (ca. 28.000 ¹⁴C BP) bis zum beginnenden Rückschmelzen der Alpenvorlandgletscher von den Inneren Jungendmoränen vor etwa 17-18.000 ¹⁴C-Jahren.

3.1.2 Die Altersstellung der Niederterrasse 2 (NT2)

Auf der NT2 sind östlich von Barbing und im Raum Parkstetten weitflächig Flugsanddecken erhalten, die im Würm-Spätglazial angeweht wurden. An der Basis der Flugsande auf der NT2 östlich von Barbing (Abb. 2: Altersbeleg 2) wurde in der inzwischen verfüllten Kiesgrube „Hölzl“ neben mesolithischen Siedlungsstellen, eine jungpaläolithische Freilandstation gefunden (u.a. REISCH 1974, WERNER & SCHÖNWEISS 1974). Nach REISCH (1974: 68) stammt der Rastplatz aus einem späten Magdalenien im weiteren Sinne und würde damit in die Mittlere Dryas fallen. Die kaltzeitliche Aufschotterung der NT2 war daher bereits vor der Mittleren Dryas und damit vor dem Bölling-Interstadial abgeschlossen.

Die Flugsande wurden vor allem in der Jüngeren Dryas angeweht, allerdings im Holozän bis in die jüngste Vergangenheit wiederholt reaktiviert. Letzteres bestätigen zwei OSL-Datierungen der Flugsanddecke auf der NT2 nordwestlich von Parkstetten (Abb. 2: Altersbeleg 3). An der Basis besitzen die Flugsande ein OSL-Quarzalter von 10,7 bzw. ein Feldspatalter von 13,0 ka und im höheren Bereich ein Quarzalter von 6,8 bzw. ein Feldspatalter von 7,2 ka (Abb. 14). Die relativ jungen OSL-Alter im oberen Bereich der Flugsanddecke sind wahrscheinlich eine Folge derartiger Reaktivierungen der Flugsande im Mesolithikum.

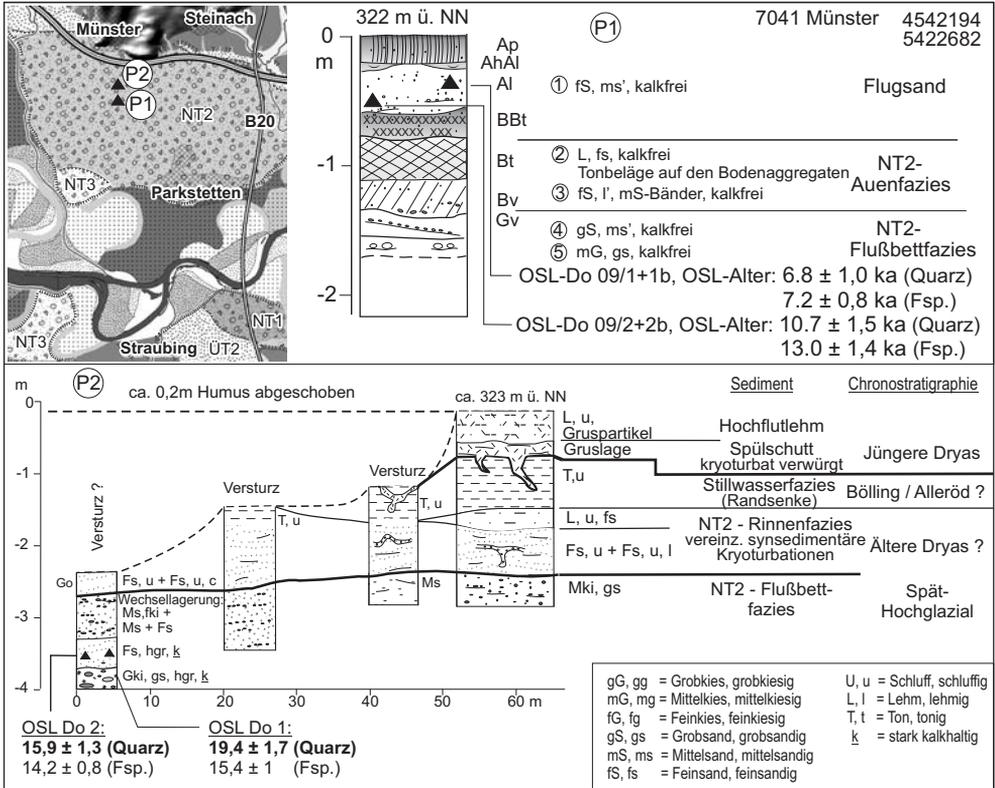


Abb. 14: OSL-Alter der NT2-Flußbettsedimente und der aufliegenden Flugsanddecke südlich von Münster.

OSL-Datierungen an zwei Proben aus einer Sandlage aus der NT2-Flussbettfazies in dreieinhalb Meter Tiefe unter Geländeoberfläche aus derselben Kiesgrube (Abb. 14) ergaben Quarzalter zwischen $19,4 \pm 1,7$ ka und $15,9 \pm 1,3$ ka sowie innerhalb des Fehlerintervalls identische Feldspatalter von $15,4 \pm 1$ ka und $14,2 \pm 0,8$ ka (Tab. 1). Wie oben dargestellt, ist davon auszugehen, dass die Quarzalter wahrscheinlich korrekter sind als die der Feldspäte (s.u.), und das sollte trotz der hohen Altersübereinstimmung der beiden Feldspatalter auch für diese Lokalität zutreffen. Da die NT2 älter als die NT3 ist und letztere schon vor mehr als 13.950 ^{14}C -Jahren (vor mehr als 16.200 bis 17.100 cal BP) in Ausbildung begriffen war (s.u.), sind beide Feldspatalter etwas zu jung.

Insgesamt ist die NT2 in die frühe Älteste Dryas zu stellen oder je nach Gliederung des Spätglazials (Abb. 30) in das ausgehende Hochglazial nach 17-18.000 ^{14}C BP und einige Zeit vor 14.000 ^{14}C BP.

3.1.3 Die Altersstellung der Niederterrasse 3 (NT3)

Die Bildungszeit der NT3, der jüngsten Niederterrasse der Donau, kann inzwischen am genauesten eingegrenzt werden. Eine ^{14}C -Datierung organischer Makroreste aus 1,3 m Tiefe von der Basis der NT3-Randsenkenfüllung nördlich von Griesau (Abb. 2: Altersbeleg 4; Tab. 2: Bu89: Pf 152) ergab nach BUCH (1989) ein Alter von 10.295 ± 175 ^{14}C BP. Das Alter weist darauf hin, dass die Aufschotterung der NT3 am Ausgang der Jüngeren Dryas weitgehend beendet war. Zwei weitere holozäne ^{14}C -Alter an Holzstücken aus der NT3-Randsenkenfüllung nördlich und östlich von Griesau (Tab. 2: Do04/08: 4.632 ± 52 ^{14}C BP; Do04/58: 2.913 ± 51 ^{14}C BP) belegen die Verfüllung der Randsenke mit Sedimenten aus der Nachbarschaft, die anscheinend verstärkt erst seit dem Neolithikum vermutlich als Folge einer ackerbaulichen Nutzung der Terrasse erfolgt ist.

Weiter talabwärts wurden im Raum Atting (Abb. 15; Abb. 8; Photo 1) in der späten Jüngeren Dryas nach ca. 10.614 ± 84 ^{14}C BP (Abb. 16) sandig-schluffige und verstärkt ab etwa 10.478 ± 76 ^{14}C BP auch kiesige Schwemmkegelablagerungen von der Kleinen Laaber auf die dort verbreiteten feinklastischen, teilweise torfigen NT3-Randsenkensedimente der Donau geschüttet (Abb. 2: Altersbeleg 5; Abb. 16 und 17). Donau- und Labersedimente sind hier an ihren unterschiedlichen Kalkgehalten erkennbar und zwar in der Weise, dass die Ablagerungen der Kleinen Laaber in der Regel kalkfrei sind oder nur geringe Kalkgehalte von unter 5% führen, während in den überwiegend von der Donau abgelagerten Feinsedimenten deutlicher höhere Kalkgehalte von bis zu 14% auftreten (Abb. 16). Letztere sind allerdings noch eine Mischfazies aus Donau- und Laaber-Sedimenten. Erst in der Donauaue außerhalb des



Photo 1:

Blick über die NT3 der Donau nach Südosten in Richtung Atting.

Die Kiesgrube erschließt die feinklastische, im Hangenden torfige NT3-Randsenkenfüllung. Sie ist in Richtung Atting von zunehmend mächtigeren sandigen und kiesigen Schwemmkegelablagerungen der Kleinen Laaber überdeckt.

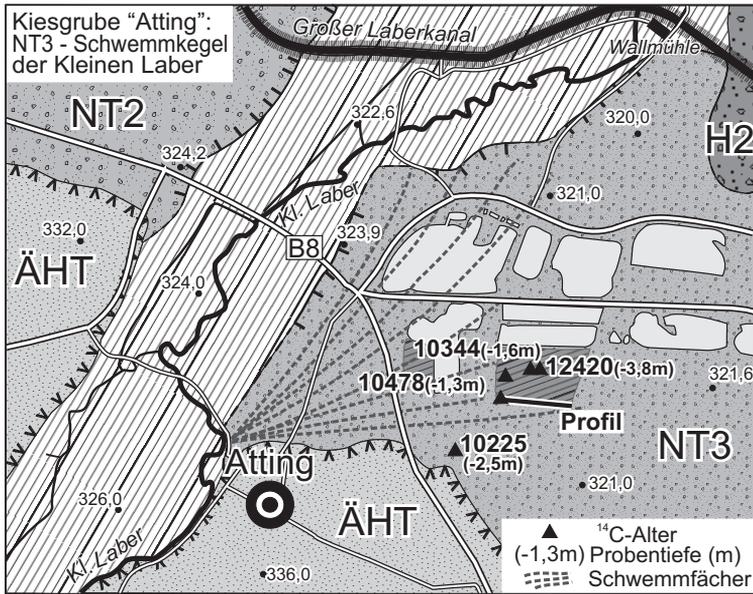


Abb. 15: Geologische Übersichtskarte des jungtundrenzeitlichen Schwemmkegels der Kleinen Laaber am Talaustrag bei Atting mit Lage von Bohrpunkten, des NT3-Randsenkenprofils in Abb. 17 sowie einzelnen ^{14}C -Datierungen feinklastischer Sedimente.

Labermündungsgebietes im Raum Öberau besitzen Auensedimente der Donau dann für den hier betrachteten Donautalabschnitt typische Kalkgehalte von etwa 25 bis 29% (SCHELLMANN 1988: 219). Die Mächtigkeit des sandigen, aus kalkfreien Quarzkiesen aufgebauten Laberschwemmkegels liegt im aktuellen Abbauareal der Kiesgrube „Wolf“ bei etwa einem Meter und nimmt in Richtung Atting auf über 3 m an der Bundesstraße 8 (B8) zu (Abb. 15). Die allmähliche Abdachung der Geländeoberfläche in Richtung holozäne Donauaue weist darauf hin, dass sandige Schwemmkegelsedimente der Kleinen Laaber, vermutlich zunehmend vermischt mit Hochflutablagerungen der Donau, noch über das in Abb. 15 als Schwemmkegel dargestellte Gebiet hinausreichen.

Die Schwemmkegelsedimentation bzw. die Verzahnung von NT3-Laberablagerungen und Donau-Hochflutsedimenten dauerte, wenn auch lokal von Niedermoorbildungen unterbrochen, noch bis in die ausgehende Jüngere Dryas an. Das belegen sandige, teilweise torfige Sedimente an der Lokalität Do04/14 (Abb. 17; Tab. 2). Eingelagerte Holzstücke aus 2 m Tiefe unter Geländeoberfläche ergaben ein ^{14}C -Alter von 10.225 ± 84 ^{14}C BP.

Unter den Schwemmkegelsedimenten der Kleinen Laaber, die teilweise mit kalk-

Tab. 2. ¹⁴C-Datierungen an Torfen und feinklastischen Sedimenten auf der NT3.

Strat.	Bohr-Nr.	Rechts	Hoch	Lokalität	Ansatz m ü. NN	ET	Tiefe (m) a Probe	Tiefe (m) b OK	Alter (¹⁴ C)	Abw	cal BP (2 sigma)	¹³ C	datierte Substanz
NT3	Do 04/58	4531356	5423602	E' Griesau	323,5	2,0	1,38	1,6	2913	51	2887-3236	-28,6	Holzstücke
NT3	Do 04/08	4530344	5424460	N' Griesau	324,3	1,5	1,34	>1,5	4632	52	5074-5578	-28,5	1 Holz
NT3	Bu89: P/152	4530497	5424436	N' Griesau	324,4		1,3		10295	175	11395-12688		Makroreste
NT3	Do 04/20	4540339	5417170	W' Kagers	316,4	3	2,58	2,6	9557	74	10678-11168	-29,9	Torbasis
NT3	Do 04/14	4536553	5417738	E' Atting	323,1	3	2,0	2,5	10225	83	11505-12373	-29,4	kl. Holzstücke
NT3	DoA-G01	4536847	5418059	Atting. Ksg. Wolf	322	6,3	1,6	5,1	10344	78	11828-12611	-28,5	Torfoberkante
NT3	Do 09/4/85	4537024	5418033	Atting. Ksg. Wolf	321,3	4,7	0,85	3,85	10400	50	12077-12595	-28,8	Torfoberkante
NT3	Do04/2	4536701	5417975	Atting. Ksg. Wolf	322,6	1,6	1,3		10478	76	12114-12704	-29,9	1 Holz
NT3	Do05/01-D1	4536701	5417969	Atting. Ksg. Wolf	321,3	5,3	2,4	5,1	10614	84	12388-12824	-30,2	Torf
NT3	Do05/01-D9	4536701	5417969	Atting. Ksg. Wolf	321,3	5,3	3,4	5,1	11613	136	13230-13748	-29,2	3 Holzstücke
NT3	Do05/01-D2	4536701	5417969	Atting. Ksg. Wolf	321,3	5,3	2,7	5,1	11805	91	13428-13836	-29,6	Torf
NT3	Do05/01-D3	4536701	5417969	Atting. Ksg. Wolf	321,3	5,3	2,8	5,1	11987	89	13674-14043	-30,1	Torf
NT3	Do 09/4/175	4537024	5418033	Atting. Ksg. Wolf	321,3	4,7	1,75	3,85	12120	60	13820-14116	-28,8	Torbasis
NT3	Do05/01-D4	4536701	5417969	Atting. Ksg. Wolf	321,3	5,3	2,9	5,1	12152	96	13765-14271	-28,6	Torf
NT3	Do 04/18/2	4536870	5418059	E' Atting	321,9	5	2,5	4,5	12420	83	14121-14898	-30,0	2 Holzstücke
NT3	Do04/88	4542839	5419775	SE' Pielhof	318,2	3	2,5	1,7	12690	70	14663-15240	-28,1	Torf
NT3	Do 09/4/288	4537024	5418033	Atting. Ksg. Wolf	321,3	4,7	2,88	3,85	13550	60	15745-16535	-28,0	Makroreste
NT3	Do 09/4/378	4537024	5418033	Atting. Ksg. Wolf	321,3	4,7	3,78	3,85	13620	60	15844-16631	-28,7	Makroreste
NT3	Do05/01-D7	4536701	5417969	Atting. Ksg. Wolf	321,3	5,3	4,0	5,1	13695	124	15844-16797	-28,5	Makroreste
NT3	Do05/01-D10	4536701	5417969	Atting. Ksg. Wolf	321,3	5,3	4,8	5,1	13951	114	16174-17062	-30,1	Makroreste
NT3	NE' Atting, siehe Münzberger (2005): sieben ¹⁴ C-Alter an spätglazialen Torfen zwischen 10896 und 12267 ¹⁴ C BP												
a Tiefe (m) der Probe unter Geländeoberfläche b Tiefe (m) Oberkante Flusssande und -Kiese ET = Endteufe cal BP: kalibriert mit IntCal04; Calib 5.1beta													
Bu89: P/152 = ¹⁴ C-Alter aus Buch (1989)													

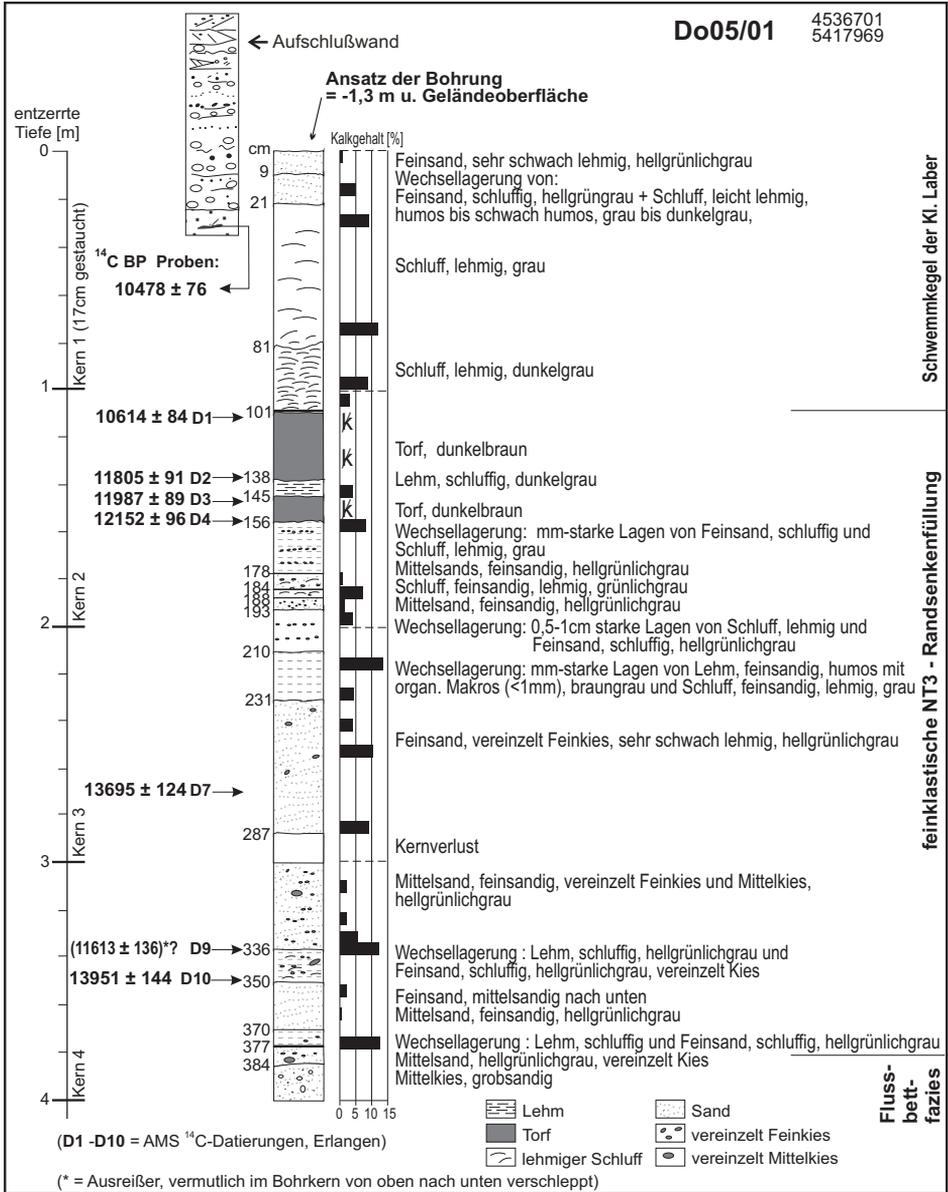


Abb.16: Bohrung „BoDo 05/01“ auf der NT3 der Donau nordöstlich von Atting (siehe auch Profilschnitt in Abb. 17).

haltigen Donau-Hochflutablagerungen verzahnt sind, liegt diskordant eine im Mittel 2,5 m mächtige sandige, schluffige und lehmige sowie am Top von Torf bedeckte NT3-Randsenkenfüllung (Abb. 17). Sie wurde am Außenrand des aktiven NT3-Flussbettareals im Schutz der damaligen Mündung der Kleinen Laber und dem Steil-

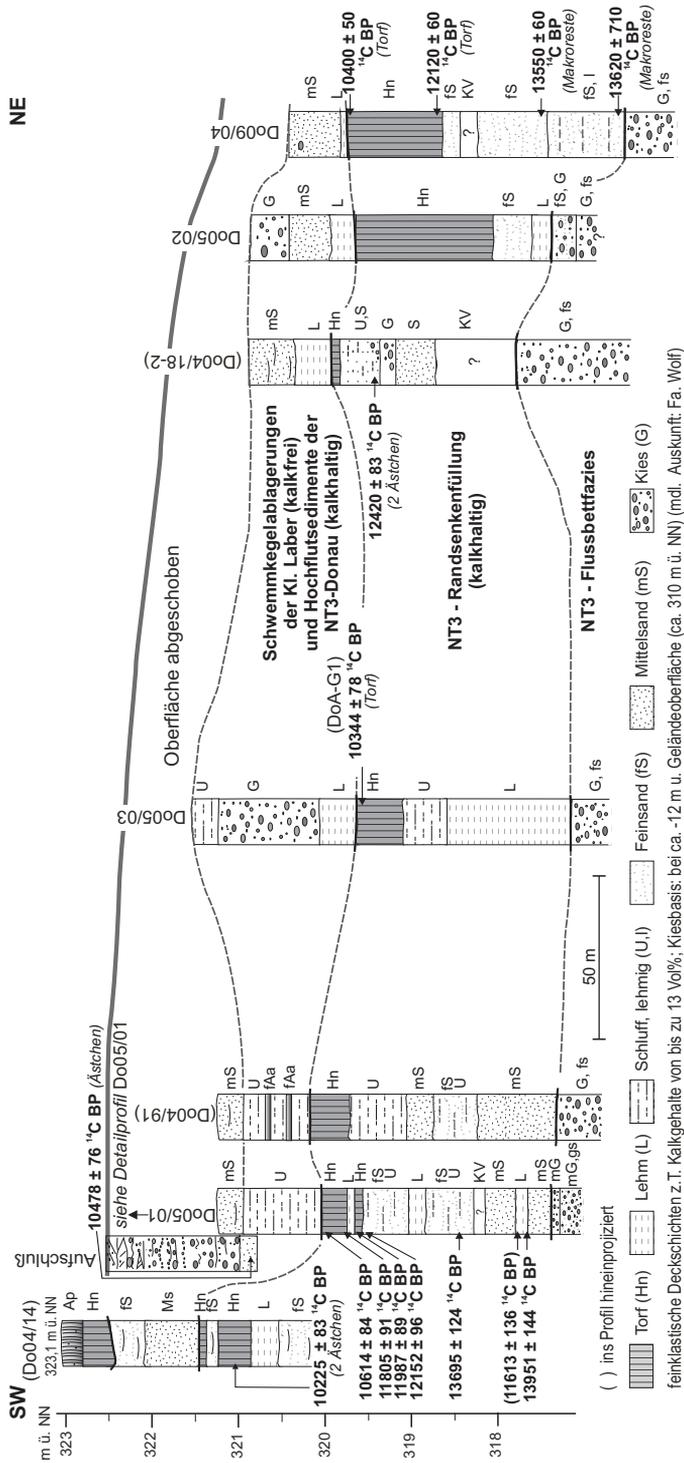


Abb. 17: Geologisches Profil durch die NT3-Randsenke am Talaustritt der Kleinen Lauer bei Aiting (zur Lage des Profils siehe Abb. 15).

ufer der Älteren Hochterrasse (ÄHT) (Abb. 15) abgelagert. In den zentralen NT3-Arealen reichen Kiesinseln häufiger bis an die Oberfläche. Weiter talabwärts bei Kagern sind die hangenden Partien der NT3-Flussbettsedimente sehr sandstreifig und enden mit 1 bis 1,5 m mächtigen, bis an die Terrassenoberfläche reichenden Flusssanden (SCHELLMANN 1990: 79). Der unterlagernde NT3-Kieskörper ist im Bereich der Ksg. „Wolf“ bei Atting etwa 8 m mächtig und liegt in ca. 310 m ü. NN dem miozänen Sohlgestein auf (Abb. 17). Damit liegt hier die Quartärbasis im Bereich der NT3 nur etwa 2 bis 4 m über der Quartärbasis in der angrenzenden Donauaue (SCHELLMANN & GEBHARDT in diesem Band: Abb. 1 und 2).

Die feinklastische Verfüllung der Randsenke durch die NT3-Donau und die einmündende Kleine Laber fand nach mehreren AMS ^{14}C -Altersbestimmungen an eingelagerten organischen Makroresten und kleinen Ästchen überwiegend in der Ältesten Dryas im Zeitraum von vor 13.951 ^{14}C BP und bis etwa 12.150 ^{14}C BP statt (Abb. 17). Anschließend existierten in diesem Gebiet bis ca. 10.344 ^{14}C BP (Abb. 17: DOA-G1) und damit bis in die erste Hälfte der Jüngeren Dryas hinein ausgedehnte Niedermoore, die in einigen Arealen fast ungestört durch stärkere Sedimenteinträge kontinuierlich aufwachsen konnten. Diese Torfe wurden auch von MÜNZBERGER (2005) erbohrt und mittel sieben ^{14}C -Datierungen in den Zeitraum 10.896 bis 12.267 ^{14}C BP gestellt (Tab. 1). Erst in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas nach 10.614 ^{14}C BP (Abb. 16) bzw. nach 10.400 ^{14}C BP (Abb. 17: Aufschluss Do09/04) wurde das Gebiet erneut von kalkfreien feinklastischen, teilweise auch grobklastischen Sedimenten der Kleinen Laber und untergeordnet auch von kalkhaltigen Hochflutsedimenten der Donau bedeckt.

Eine ebenfalls zweigeteilte, durch eine Torflage getrennte Schüttung klastischer Sedimente konnte auch am Außenrand der NT3 südöstlich des Pielhofs im Westen von Parkstetten erbohrt werden (Abb. 18). Der dort unter 1,7 m mächtigen, vermutlich holozänen Torfen verbreitete NT3-Kieskörper ist durch eine 5 cm mächtige Torflage zweigeteilt. Der Torf besitzt ein Alter von 12.690 ^{14}C BP (Ältere Dryas) und ist damit wenige Jahrhunderte älter als der Beginn des Torfwachstums im Raum Atting (siehe hierzu auch die kalibrierten ^{14}C -Alter in Tab. 2). Insofern ist ein Torfwachstum kein Beleg für eine Ruhephase von Hochflut- oder Flussbettdynamiken. Es sind die lokalen Verhältnisse wie u.a. die Entfernung vom aktiven Flussbett oder die Menge an Suspensionsfracht in den Hochwässern, die den Eintrag klastischer Sedimente und damit das Bestehen oder Vergehen von Niedermooren im Wesentlichen bestimmen. Auch können innerhalb eines Gebietes, wie zum Beispiel in dem oben beschriebenen

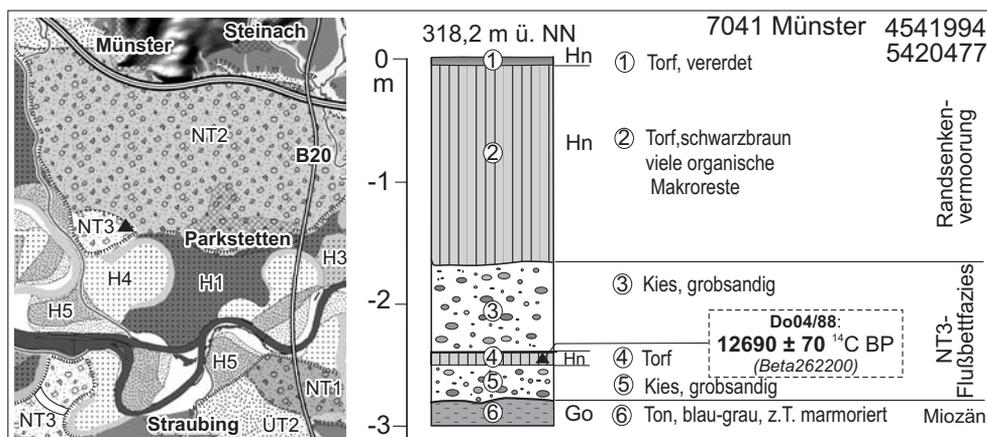


Abb. 18: Bohrprofil mit begrabenem allerödzeitlichen Torfhorizont in der NT3-Randsenke westlich von Parkstetten.

spätglazialen Laberschwemmkegel nordöstlich von Atting, gleichzeitig und im räumlichen Nebeneinander lokale Niedermoorbildungen und Areale mit klastischer Sedimentation existieren. Wie aus Abb. 17 ersichtlich ist, kam es dort an der Lokalität Do09/04 im Zeitraum zwischen ca. 12.120 und 10.400 ^{14}C BP zu einem ununterbrochenen Torfwachstum, während in nur 330 m Entfernung an der Lokalität Do05/01 das Torfwachstum im Zeitraum zwischen ca. 12.000 und 11.800 ^{14}C BP (siehe auch Abb. 16) durch die Sedimentation von Hochflutlehmen kurzzeitig unterbrochen wurde. Das belegt meines Erachtens am Anschaulichsten, dass ein durch feinklastische Sedimente getrenntes Torfwachstum nicht zwingend als Phasen morphodynamischer Stabilität (= Torfbildung) und Aktivität (= klastische Sedimenteinträge) anzusehen sind, wie dieses z.B. von MÜNZBERGER (2005) nicht nur für die hier betrachteten Torflagen im spätglazialen Schwemmkegel der Kleinen Laber ausgeführt wurde. Sie können lediglich Ausdruck lokaler Gunst- oder Ungunstbedingungen für das Wachstum von Niedermooeren sein.

Insgesamt ergibt sich für das Alter der NT3 eine Bildungszeit zwischen der Älteren Dryas vor mehr als 13.950 ^{14}C -Jahren und damit deutlich vor der Bölling-zeitlichen Wiederbewaldung des Donautals bis in die ausgehende Jüngere Dryas um etwa 10.200 ^{14}C BP. Im frühen Präboreal hatte sich dann die Donau bereits auf das sowohl von der Oberfläche als auch der Quartärbasis tiefer im Tal gelegene holozäne Talniveau eingetieft. Das belegen pollenanalytische Datierungen früh-präborealer Hochflutsedimente auf der H1-Terrasse der Donau in der Talaue zwischen Kirchroth und Pichsee sowie südlich von Parkstetten (Abb. 2: Altersbelege 7 und 8). Auch das im mittleren Präboreal vor etwa 9.557 ^{14}C -Jahren einsetzende Torfwachstum im NT3-

Paläoflussarm südlich von Kagers (Abb. 2: Altersbeleg 6) weist daraufhin, dass sich die Donau vorher schon in die NT3-Oberfläche eingetieft hatte und die NT3 bereits oberhalb der Donauaue und ihren regelmäßigen Überflutungen lag.

3.2 Holozäne Auenterrassen (H1 bis H7)

Die holozäne Donauaue und ihre Auenterrassen sind von der Höhenlage ihrer Oberflächen und den Tiefenlagen ihrer Quartärbasen deutlich und zwar häufig um mehrere Meter von den pleistozänen Terrassen abgesetzt (Abb. 3 bis 10). Dabei sind innerhalb der Donauaue mindestens sieben unterschiedlich alte Mäanderterrassen erhalten, die als Reihenterrassen eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen besitzen. In der Talentwicklung umfassen sie einen Bildungszeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur umfassenden Donaukorrektur, die nach BAUER (1965: 146, Tafel VII) vor allem zwischen 1837 bis 1883 mit Mäanderdurchstichen bei Pfatter und Gmünd in den Jahren 1850 bis 1862 einsetzte.

Da naturgemäß die älteren Terrassenbildungen von den nachfolgenden Umlagerungsphasen mehr oder minder stark ausgeräumt wurden, sind selten alle sieben H1- bis H7-Terrassen im direkten räumlichen Nebeneinander erhalten. Zwischen Regensburg und Straubing erstrecken sich derartige Auenbereiche zwischen Barbing und Sarching, südöstlich von Eltheim, nördlich der Donau zwischen Kiefenholz und Hofdorf (Abb. 19a) sowie zwischen Reibersdorf und Oberalteich (Abb. 19b). Dort, wo die Holozänterrassen nur unvollständig erhalten sind und keine weiteren pedostratigraphischen Befunde, Fundstellen der Bodendenkmalpflege oder absolute Alterdaten vorliegen, wurde bei ihrer stratigraphischen Einstufung das relative Mindestalter verwendet.

Die holozäne Donauaue besteht aus Mäanderterrassen, also aus fluvialen Anschüttungskörpern, die durch laterale Verlagerungen des Flussbetts entstanden sind. Als Relikt solcher lateraler Flusslaufverlagerungen besitzt die Auenniederung zahlreiche, mit dem lateralen Sedimentanwuchs angelegte primäre Aurinnen. Häufig sind diese auf den älteren H1- bis H3-Terrassenflächen bereits stärker verfüllt, so dass dort ein ausgeglichenes, relativ ebenes Oberflächenrelief existiert. Im Kontrast dazu besitzen die jungen H6- und H7-Terrassen, die in ihrer flächenhaften Verbreitung bereits annähernd dem rezenten Donaulauf folgen und so bis in die jüngste Vergangenheit alljährlichen Überschwemmungen ausgesetzt waren, in der Regel eine durch zahlreiche, wenig verfüllte Aurinnen geprägte Oberfläche. Im Zuge der seitlichen Flussbett-

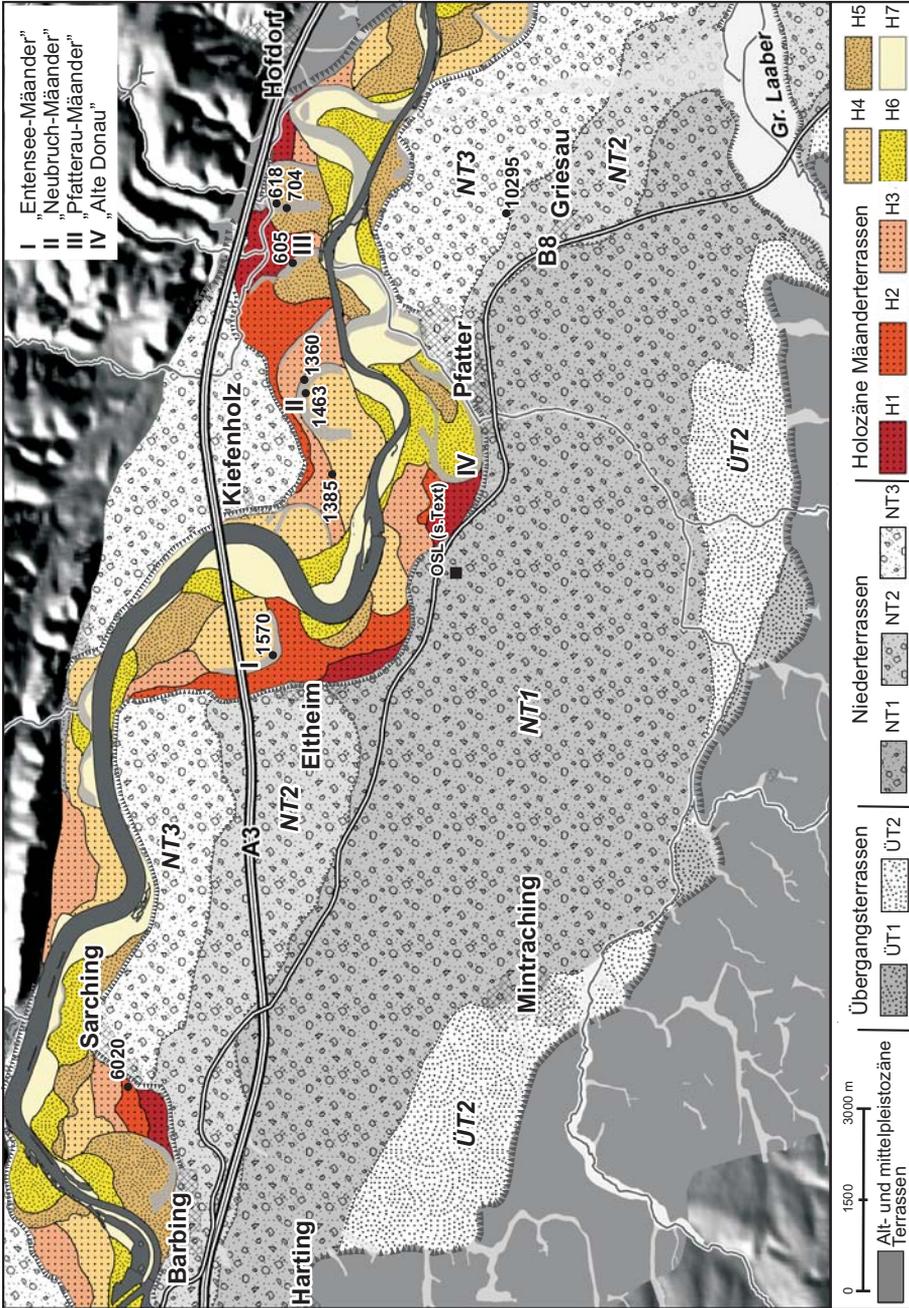


Abb. 19a: Verbreitung der Übergangs- Nieder- und holozänen Mäanderterrassen sowie ausgewählte ¹⁴C-Alter und pollenanalytische Datierungen fein- klastischer Hochflutablagerungen und Niedermoorbildungen zwischen Barbing und Platter.

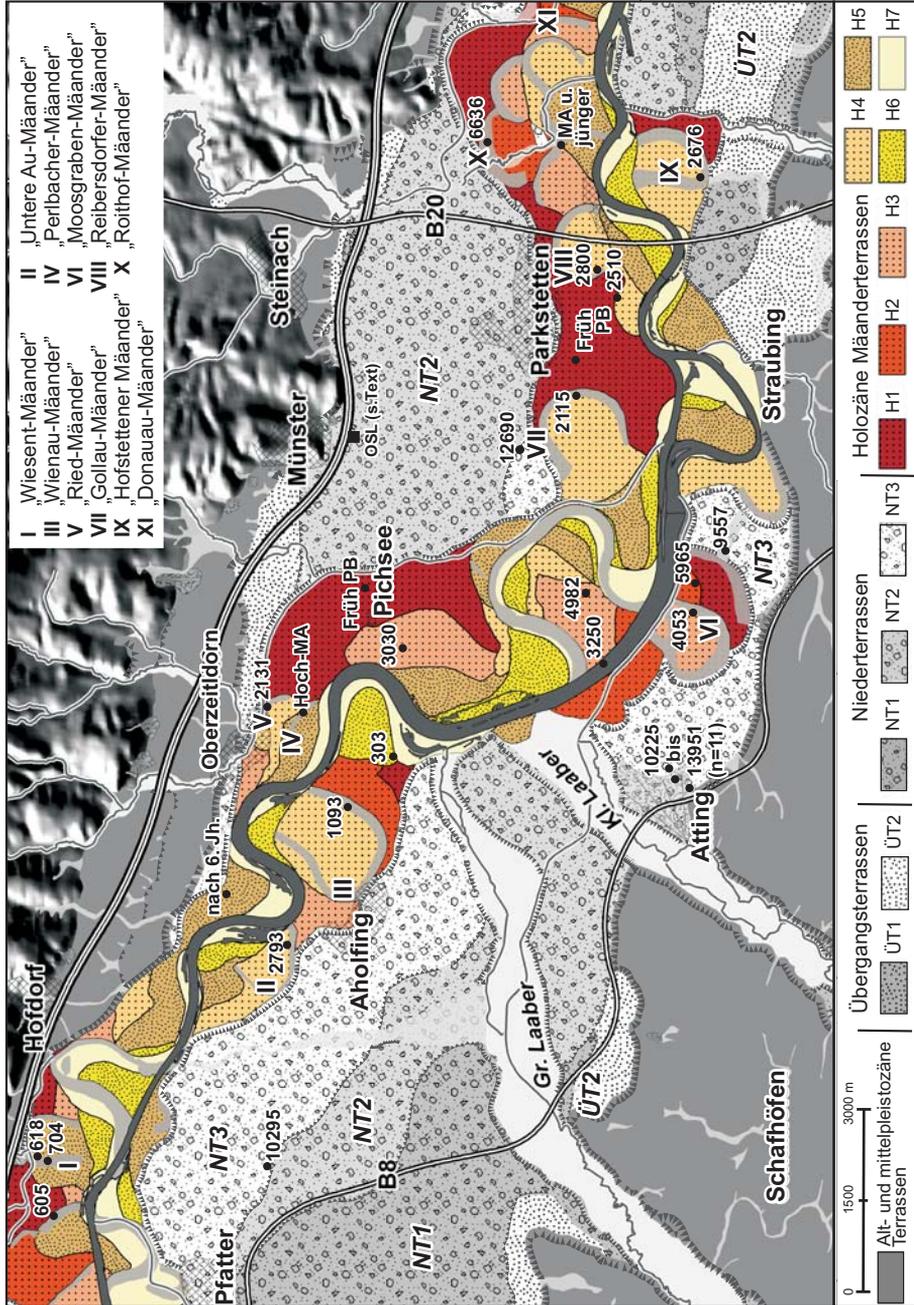


Abb. 19b: Verbreitung der Übergangs-, Nieder- und holozänen Mäanderterrassen sowie ausgewählte ¹⁴C-Alter und pollenanalytische Datierungen fein- klastischer Hochflutablagerungen und Niedermoorbildungen zwischen Pratter und Straubing.

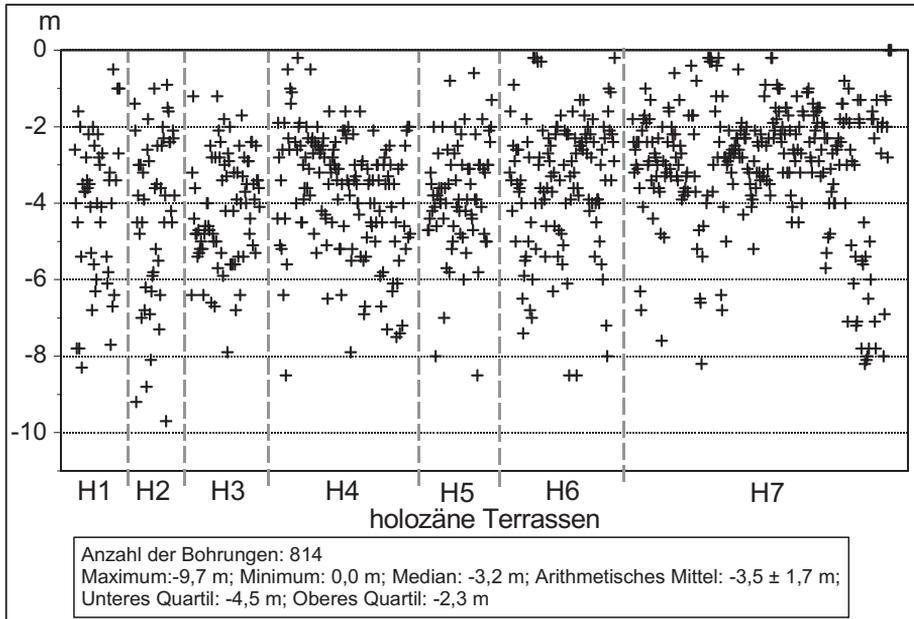


Abb.20: Mächtigkeit (m unter Geländeoberfläche) der Auensedimentdecke auf den holozänen Auenterrassen (H1 bis H7) zwischen Tegernheim und Bogen (nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen).

verlagerungen kam es häufig zur Ausbildung großer Mäanderbögen, deren Mäanderhals bei Flusslaufverkürzungen durchbrochen wurde. Dadurch wurde das Donaubett innerhalb des Mäanderbogens zum Altarm, der sukzessive mit Hochflutsedimenten verfüllt wurde und verlandete. In vielen Auenbereichen sind noch heute mehr oder minder verlandete Paläomäander der Donau als jüngstes Stadium der jeweiligen Mäanderbildung erhalten und bilden eine markante morphologische und geologische Tiefenzone. Manchmal ermöglicht deren Verlauf räumlich auseinanderliegende, altersgleiche Terrassenflächen zu verbinden. Eine derartige Verknüpfung besteht zum Beispiel im Raum Eltheim und Kleinkiefenholz (Abb. 19a), zwischen Aholting und Oberzeitldorn sowie im Raum Reibersdorf und Hofstetten (Abb. 19b). Dort sind diesseits und jenseits der Donau spät-subboreale bis früh-subatlantische oder römische H4-Paläomäander (s.u.) erhalten.

Die feinklastischen, z.T. torfigen und/oder anmoorigen Sedimentfüllungen der Paläomäander sind meist mehrere Meter mächtig (Abb. 20). Bereits auf der H1-Terrasse reichen die tiefsten Rinnenfüllungen 8 m und mehr unter ihre Geländeoberfläche hinab (Abb. 20) und damit unter die Quartärbasis im Bereich der NT3 (Abb. 23). Da die Tiefe der Paläomäander und primären Aurinnen ein Indikator für die Mindesttiefe

des Flussbettes während ihrer Bildungszeit ist, ist damit eine enorme Tiefenerosionsphase der Donau nach Aufschotterung der NT3 und mit Ausbildung der H1-Terrasse belegt bzw. chronologisch ausgedrückt am Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal. In wenigen Jahrzehnten bis maximal wenigen Jahrhunderten tiefte sich das damalige Donaubett in den NT3-Terrassenkörper ein und zwar bis in die liegende miozäne Talsohle. Diese erste nacheiszeitliche, am Übergang Spätglazial zum Holozän entstandene Donauaue wurde in der Folgezeit durch laterale Flussbettverlagerungen bis zur heutigen Ausdehnung verbreitert.

Die holozänen Terrassenkörper besitzen als Hochflutfazies eine fast durchgängig verbreitete Auensedimentdecke mit einzelnen sehr tiefen feinklastischen Füllungen vor allem im Bereich der Altarme und primären Aurinnen. Darunter folgen bis zur Quartärbasis Flussbettsedimente in Form sandiger Kiese mit matrixarmen und blockreichen Basislagen („residuale Basisblocklage“). Den Top der Flussbettsedimente bilden häufiger grobsadnige und feinkiesführende Flusssand.

Im basalen Bereich der Aurinnenfüllungen sind vor allem sandstreifige Hochflut-sedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden mit der allmählichen Abnahme der Fließgeschwindigkeiten der Mehrzahl der Hochwässer in häufig sehr tonige Auelehme übergehen, was letztlich eine Folge der allmählichen Verfüllung der Rinnen ist. Aber auch außerhalb der Paläomäander tragen die H1- bis H6-Terrassen im Mittel 2 bis 6 m, die H7-Terrasse 2 bis 4 m mächtige Auensedimentdecken (Abb. 20).

Diese Auenfazies besteht häufig aus einer liegenden sandstreifigen Aurinnenfazies, die zum Hangenden in schluffige, teilweise auch feinsandige Auelehme übergeht. Die Kalkgehalte der Auelehme liegen in einer Größenordnung von 25 bis 35% (BUCH 1988; SCHELLMANN 1988). Die Auensedimentdecken der hochmittelalterlichen und älteren Holozänterrassen sind öfters mehrgliedrig aufgebaut, wobei begrabene Bodenhorizonte eine zeitweilig deutlich verringerte Hochfluttätigkeit der Donau belegen (u.a. SCHELLMANN 1990: 88f.; BUCH 1989). Neben fossilen Auenpararendzinen mit unterschiedlichen Verbraunungsgraden findet man vor allem in Rinnenpositionen unter jüngeren Auelehmen begraben oder noch in Pflugtiefe schwarze Anmoore („Pechanmoore“) und Feuchtschwarzerden. Abgesehen von der durch schwarze Anmoore geprägten NT3-Randsenke wurden Pechanmoore bisher nur auf der H1- und H2-Terrasse gefunden. Insofern sind sie in dem hier betrachteten Talraum der Donau auch nach aktueller Kenntnis Leitböden für prä-H3-zeitliche Terrassen (siehe auch SCHELL-

MANN 1998; ders. 1990).

Unter den vertikal aufgewachsenen und daher horizontal- und troggeschichteten Hochflutsedimenten folgen einige Meter mächtige sandige Donaukiese, die mit hoher Wahrscheinlichkeit eine großbogige Schrägschichtung und eine vertikale Korngrößenabnahme besitzen, was für „Lateral (L)-Schotterkörper“ *sensu* SCHIRMER (1983) charakteristisch ist. Das ein solcher L-Schotterkörper unter den Auensedimenten verbreitet ist, wird bereits durch die von Paläomäandern und primären Aurinnen geprägte Oberflächenmorphologie der Auenterrassen belegt. Sie kann nur von einem weitgehend einfadigen, mäandrierenden Donaulauf und seinem sich lateral verlagernden Flussbett geschaffen werden und zwar unabhängig vom Krümmungsradius des Flusslaufs, ob dieser eher gerade und gestreckt oder stark bogenförmig ist. Es gibt keine Hinweise für die Annahme von BUCH (u.a. 1989) und MÜNZBERGER (2005), dass der Donaulauf zwischen Regensburg und Straubing im Laufe des Mittelholozäns bedeutende flussmorphologische Veränderungen von einem anastomisierend-verzweigten zu einem mäandrierenden Gerinnebettmuster erfahren hat. Im Gegenteil, älteste Paläomäanderfüllungen einer mäandrierenden Donau datieren bereits in das frühe Präboreal (s.u.).

Im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau entstanden im gesamten Holozän Terrassenkörper, deren Flussbettsedimente quer zum Stromstrich großbogig schräggeschichtet („Gleithangschichtung“) und in Fließrichtung des Flusslaufs horizontalgeschichtet sind. Derartige L-Terrassenkörper der Donau waren beim Bau der Staustufe Straubing aufgeschlossen (Abb. 21; Photo 2; SCHELLMANN 1990: 86ff.). Dieser Aufschluss ist im Untersuchungsgebiet bis heute der einzige, in dem durch Abpumpen des Grundwassers die holozäne Talfüllung in der Donauaue bis zur miozänen Talsohle relativ großflächig aufgeschlossen war. Innerhalb des Aufschlusses und seinen bis zu drei gestapelten Donauschottern begann jeder neue Flussbettfazies mit einer troggeschichteten, matrixarmen und blockreichen Basislage, die bei hoher Strömungsenergie in den von Kolken geprägten damaligen Stromstrich abgelagert worden ist. Zum Hangenden folgten über diesen in Relation groben Basislagen sandige Donaukiese, wobei sich eine generelle vertikale Kornverfeinerung vor allem in den zum Top der jeweiligen Sedimentationskörper zunehmenden Sandgehalten und abnehmenden Blockanteilen widerspiegelt. Die Aufschlusswand erschloß den H7-Terrassenkörper parallel zur Fließrichtung des H7-Donaulaufes. Daher war er horizontalgeschichtet, während der unterlagernde H6(?) -Terrassenkörper quer zur ehemaligen Fließrichtung der Donau angeschnitten seine großbogige Schrägschichtung

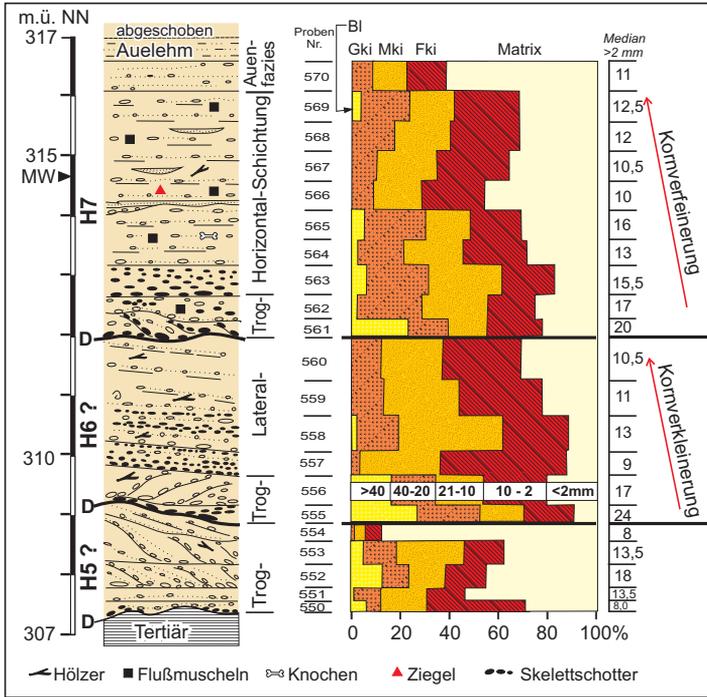


Abb. 21:
 Stapelungen vermutlich jungholozäner Terrassenkörper innerhalb der H7-Terrasse der Donau, aufgeschlossen am Nordufer der Donau beim Bau der Staustufe Straubing (ehemaliger Fluß-km 2324) (wenig verändert nach SCHELLMANN 1990: Abb. 26).



Photo 2: Gestapelte Donaukiese innerhalb der H7-Terrasse aufgeschlossen beim Bau der Staustufe Straubing (ehemaliger Fluß-km 2324). Oben: horizontalgeschichtete Flussbettfazies der H7-Terrasse; darunter und im Vordergrund: großbogig schrägeschichtete Flussbettfazies vermutlich der H6-Terrasse (siehe auch Abb. 21) (Aufnahme: G. SCHELLMANN Juli 1989).

(„Gleithangschichtung“) zeigte (Photo 2).

Die holozänen Donaukiese erreichen zwischen Regensburg und Straubing mittlere Mächtigkeiten von 7 bis 10 m, wobei die Kiese zum Hangenden häufiger in Flusssande übergehen, bevor mit scharfer Grenze die aufliegende feinklastische Auensedimentdecke folgt. Dabei liegt die Basis der holozänen Kieskörper oft in einer Tiefe von etwa -6,5 bis -13 m unter Geländeoberfläche direkt der miozänen Talsohle auf. Sie besitzt allerdings zahlreiche Kolke und rückenartige Erhebungen (Abb. 22). Wie bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) dargestellt, liegt die Quartärbasis in der H1-Terrasse in der Regel deutlich unter den Quartärbasiswerten im Bereich der Niederterrassen. Insofern entsprechen sich dort Quartär- und Terrassenbasis oder anders ausgedrückt, es ist davon auszugehen, dass die H1-Terrassenbasis in der Regel direkt auf dem miozänen Sohlgestein liegt. Eine Unterlagerung durch einen älteren Sockelschotter, wie von BUCH (1988) und MÜNZBERGER (2005) angenommen, kann ausgeschlossen werden. Das gilt im wesentlichen auch für die nachfolgenden H2- bis H4-Terrassen. Bei ähnlicher Höhenlage ihrer Oberflächen besitzen sie eine vergleichbare Tiefenlage der Quartärbasis, wobei die tiefsten Auskolkungen von bis zu -18,3 m unter Geländeoberfläche innerhalb der spät-subborealen bis römerzeitlichen H4-Terrasse auftreten. Während ihrer Ausbildung erreichte die Flussbettssole der Donau bzw. deren Kolke ihre tiefsten Lagen im Tal. Das wurde bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) postuliert, allerdings auf der Basis von deutlich weniger Bohrungen. Auch die Auswertungen der heute wesentlich zahlreicheren Bohrungen bestätigen diese Auffassung (Abb. 22). Das lässt sich zum Beispiel an den Veränderungen der Unteren Quartilwerte zeigen, die aus den Tiefenlagen der Quartärbasis in den auf den jeweiligen Terrassen niedergebrachten Bohrungen berechnet wurden. Bei den auf den H1- bis H3-Terrassen niedergebrachten Bohrungen ($n = 150$) liegt dieser Wert lediglich bei -10,8 m und bei den auf der H4-Terrasse niedergebrachten Bohrungen ($n = 140$) signifikant tiefer bei -13 m unter Geländeoberfläche.

Wie ebenfalls schon von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) dargestellt, besaß die Donau mit hoher Wahrscheinlichkeit seit der Ausbildung der früh- bis hochmittelalterlichen H5-Terrasse ein flacheres Flussbett. Diese Aussage stützt sich a) auf den oben beschriebenen Aufschluss „Staustufe Straubing“ (Abb. 21) und die dort aufgeschlossenen H7- bis H5(?) -Terrassenbasen sowie b) aus relativ geringen Sohlenverhältnissen im Bereich des rezenten Donaulaufs vor Bau des Rhein-Main-Donaukanals (SCHELLMANN 1990: 85ff.) und c) der Beobachtung, dass die Tiefenlagen der Quartärbasis in der Donauaue in einigen Arealen, wo die Donau erst *post*-H4-zeitlich

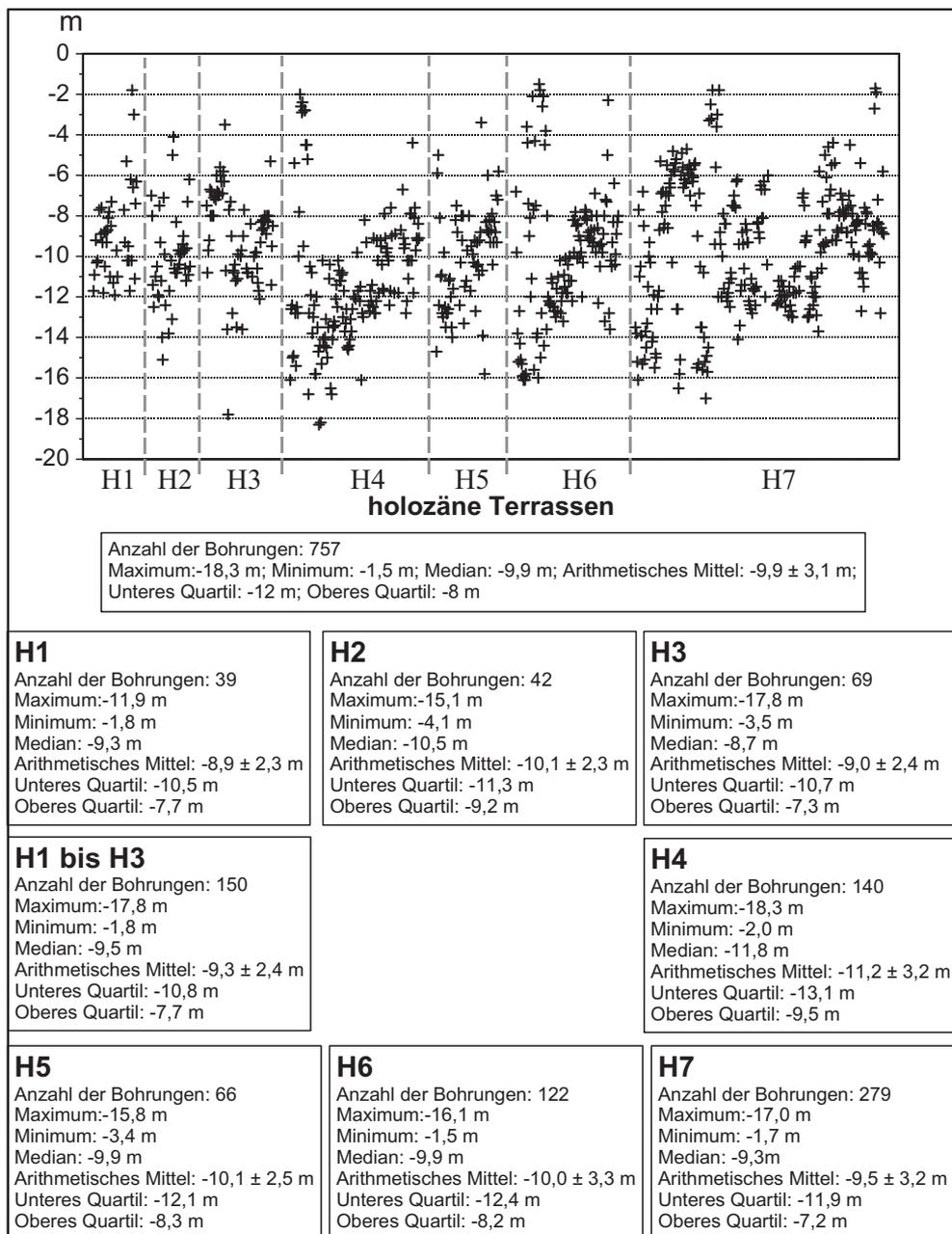


Abb. 22: Tiefenlage (m unter Geländeoberfläche) der Quartärbasis im Bereich der holozänen Auenterrassen (H1 bis H7) zwischen Tegernheim und Straubing-Bogen (nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen).

die Aue zum Talrand hin erweitert hat, die Quartärbasis deutlich höher liegt als in den übrigen Auenbereichen (hierzu siehe SCHELLMANN 1990). Eine Verflachung der Donau *post*-H4-zeitlich deutet sich auch in den abnehmenden Oberen Quartilwerten der Tiefenlage der Quartärbasis aller auf den jeweiligen Auenterrassen niedergebrachten Bohrungen an (Abb. 22). Während dieser Wert bei der H4-Terrasse bei -9,5 m liegt, erreicht er bei der H5- und H6-Terrasse etwa -8,3 bzw. -8,2 m und bei der H7-Terrasse nur noch -7,2 m. Anders ausgedrückt, in vielen Arealen der H7-Terrasse liegt die Quartärbasis nur in einer Tiefe von -7,2 m und in vielen Arealen der H4-Terrasse bei -9,5 m unter Geländeoberfläche.

Insgesamt hatte das Donaubeet und seine Kolke im frühen und mittleren Holozän, also während der Ausbildung der H1- bis H4-Terrassen, die größte Tiefenlage im Tal, tiefer als während der Ausbildung aller pleistozänen Donauterrassen. Da die Oberfläche der im Flussbett abgelagerten Kiese und Sande in den holozänen Mäanderterrassen eine ähnliche Höhenlage bis maximal zum Mittelwasserspiegel der Donau vor Bau des RMD-Kanals besitzen (SCHELLMANN 1988) ist die Vertikalerstreckung der H1- bis H7-Terrassenkörper in Relation zu den jungholozänen H5- bis H7-Terrassen deutlich größer (Abb. 23). Das bedeutet, dass die Donau noch bis zum Ende der H4-Terrassenbildung ein relativ schmales Flussbett mit zahlreichen tiefen Kolken besaß und dass der Donaulauf mit Beginn des Frühmittelalters (H5-Terrasse) zunehmend verflachte und sich dabei seine Breite tendenziell vergrößerte.

Die im Rahmen der hier vorgestellten quartärgeologischen Neuaufnahme des Donautals durchgeführten ¹⁴C-Datierungsergebnisse an Pflanzenresten, Holzstücken und Torflagen sowie pollenanalytische Altersbestimmungen an organischen Proben aus den aufliegenden Hochflutsedimenten (Tab. 3 und 4) bestätigen weitgehend die von SCHELLMANN (1988) für diesen Donautalschnitt vorgenommene Alterseinstufung aller holozänen Donauterrassen. Auch die von BUCH (u.a. 1989) und MÜNZZBERGER (2005) vorgelegten Datierungsergebnisse entsprechen diesem Bild. Danach wurden die Holozänterrassen im Zeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten umfassenden Donaukorrektur in der zweiten Hälfte des 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts abgelagert. Die älteste H1-Terrasse entstand im frühen Präboreal bis späten Boreal, die H2-Terrasse im Atlantikum, die H3-Terrasse im Subboreal, die H4-Terrasse in der Urnenfelder-/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 (Abb. 23).

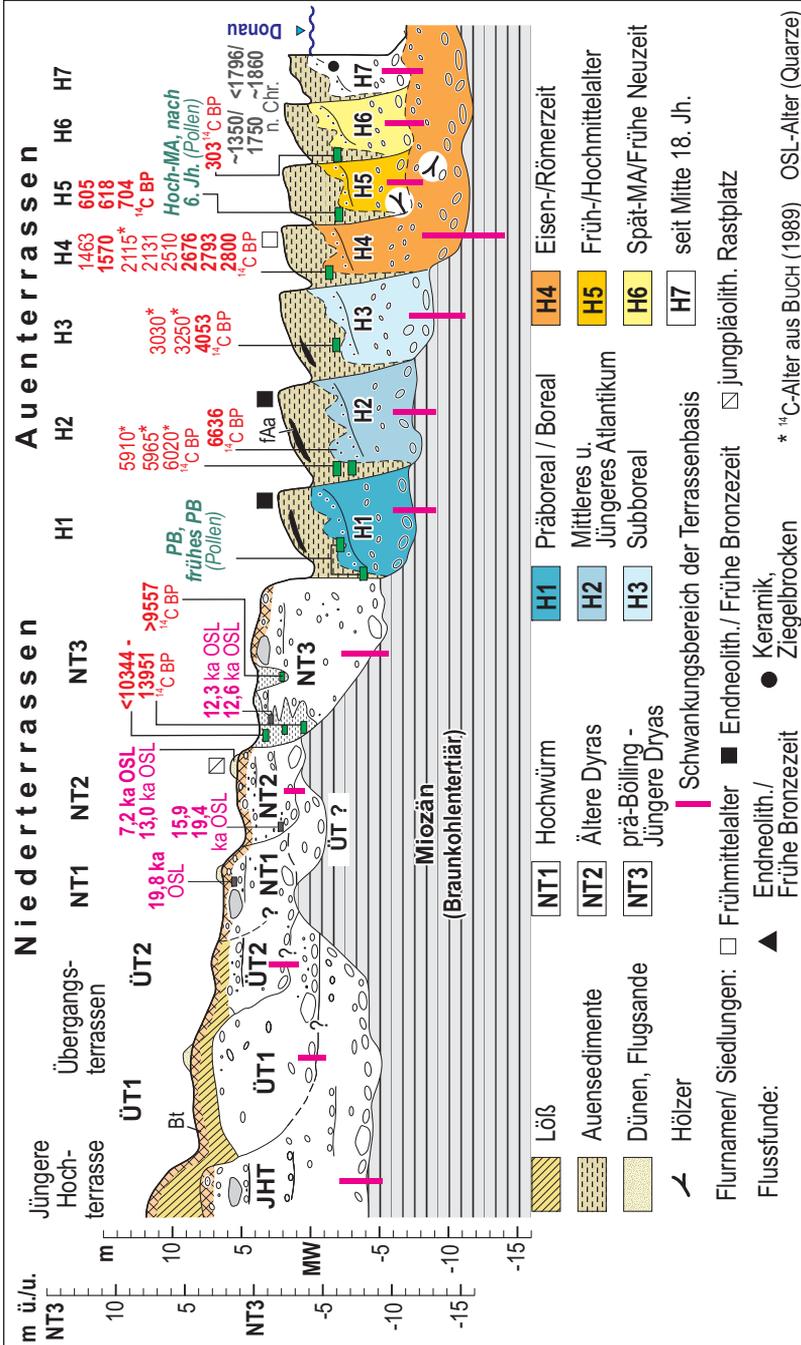


Abb. 23: Schema der jungquartären Donauterrassen zwischen Regensburg und Straubing mit Altersbelegen überwiegend von den Terrassenoberflächen bzw. aus deren Deckschichten. Die horizontale Erstreckung und Terrassenabfolge ist stark schematisch.

Diese Alterseinstufungen beruhten bisher wegen des Fehlens datierbarer Substanzen (eine AMS ^{14}C -Datierung kleinster organischer Substanzen war damals noch nicht möglich) vor allem aus der stratigraphischen Verknüpfung der holozänen Donauterrassen mit den holozänen Isarterrassen an der Isarmündung (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Das Alter der Isarterrassen war über fossile Baumstammfunde aus deren Kieskörper (siehe auch SCHELLMANN et al. 1994) für die damalige Zeit relativ gut bekannt war (Abb. 30). Außerdem lieferten archäologische Funde, die Erstnennungen von Flurnamen und Siedlungen sowie Hinweise aus historischen Karten zusätzliche Altersbelege aus diesem Donautalabschnitt (SCHELLMANN 1990: 90ff.).

Im Rahmen der hier vorgestellten Neuaufnahme wurden zwecks Bergung pollenanalytisch und/oder AMS ^{14}C -datierbarem organischen Materials (Pflanzenreste, Holzstücke, Torfe) zahlreiche Sondierungen mit Bohrstock und Wackerhammer meist bis auf die Oberkante der sandig-kiesigen Flussbettfazies durchgeführt. Details aller Sondierungen sind in den Abschlußberichten der Projekte am Bayerischen Landesamt für Umwelt (Geologischer Dienst) hinterlegt. Sondierungen, von denen Altersdatierungen vorliegen, sind als Abbildungen (s.u.) in den Text aufgenommen.

Bei der Interpretation von Altersdaten aus Hochflutsedimenten ist zu beachten, dass Letztere umgelagertes Material sind, das überwiegend bei Hochwasser als Suspensionsfracht transportiert und mit Erlahmen der Fließgeschwindigkeit in der Aue sedimentiert wird. Daher besteht insbesondere bei der Datierung eingelagerter organischer Pflanzenreste und Holzstücke die Gefahr, dass diese aus älteren Ablagerungen umgelagert sein können und deren Alter damit zu hoch ausfallen. Letzteres trifft wahrscheinlich für die beiden aus holozänen H1-Hochflutsedimenten stammenden Proben Do04/81 und Do04/24 (Tab. 3) zu. Deren AMS ^{14}C -Datierung ergab ein spätglaziales Alter von ca. 10.835 bzw. 12.842 ^{14}C BP.

Zudem beginnt die Ablagerung von Hochflutsedimenten annähernd zeitgleich mit dem lateralen Ausbau der Mäanderterrasse und endet erst, sobald die Terrasse nicht mehr vom Hochwasser erreicht wird, also oberhalb der Talaue liegt. Das bedeutet für die Interpretation von Altersdaten aus Hochflutsedimenten, dass diese nur im optimalen Fall annähernd so alt wie die Mäanderterrasse sind, bei Umlagerung können sie auch älter sein, oft sind sie aber deutlich jünger als die unterlagernden Flussbettsedimente. Letzteres ist vor allem der Fall, wenn Datierungen von der Basis sekundärer Aurinnenfüllungen (= Füllungen von Hochwasserrinnen) stammen. Im günstigen Fall sind die Alterswerte dann so jung, dass sie aus dem stratigraphischen Kontext heraus

leicht als jüngere *post*-terrassenzeitliche Sedimentablagerungen zu erkennen sind.

Eine besonderen Altersbezug liefern Datierungen von der Basis feinklastischer Füllungen von Paläomäandern. Als jüngstes finales Stadium der Ausbildung eines Mäanderbogens können diese einen Hinweis für das Ende seiner Bildungszeit geben.

3.2.1 Das Alter der alt- und mittelholozänen H1- bis H3-Terrassen

Die H1-Terrasse ist die älteste holozäne Mäanderterrasse in der Donauaue. Bereits im frühen Präboreal war sie in Ausbildung begriffen. Das belegen die von Frau Dr. SCHNEIDER (schr. Mitt.) durchgeführten pollenanalytischen Datierungen humoser Lagen nahe der Basis von Hochflutsedimenten auf der H1-Terrasse im Raum östlich von Pichsee und südlich von Parkstetten (Abb. 19b, Tab. 3: Proben Do04/27 und Do04/90p; Abb. 24; Abb. 2: Altersbelege 7 und 8). Eine weitere Pollenprobe nahe der Basis von H1-Hochflutsedimenten südwestlich von Kirchroth ergab ein präboreales Alter, wobei an dieser Lokalität nach Ansicht von Frau Dr. SCHNEIDER (schr. Mitt.) vermutlich umgelagerte spätglaziale Pollen und Makroreste in den Hochflutsedimenten enthalten sind. Das würde auch die hohen ^{14}C -Alter von 12.842 ± 92 ^{14}C BP an Makroresten aus den überlagernden Auensedimenten im gleichen Profil und von 10.835 ± 67 ^{14}C BP an zwei kleinen Holzstücken von der Basis der H1-Hochflutsedimente südlich von Parkstetten-Thurasdorf erklären (Abb. 24; Tab. 3: Do04/81). Auf der H1-Terrasse sind unter jüngeren Hochflutsedimenten begrabene schwarze Anmoorhorizonte („Pechanmoore“ *sensu* BRUNNACKER 1959) weit verbreitet. Die pollenanalytischen Untersuchungen einer Probe aus einem fossilen Anmoorhorizont südwestlich von Kirchroth deutet auf eine Entstehung in etwa an der Wende Präboreal/Boreal (Abb. 24; Tab. 3: Probe Do04/24).

Spätestens im ausgehenden Atlantikum kam es auf der H1-Terrasse zu lokalen Niedermoorbildungen. Das belegt die AMS ^{14}C -Datierung der Basis eines unter Hochflutsedimenten begrabenen fast 2 m mächtigen Torfes auf der H1-Terrasse im Alburger Moos mit einem Alter von 5.482 ± 57 ^{14}C BP (Abb. 24; Tab. 3: Probe Do04/19). Auf der H1-Terrasse östlich von Pichsee (Abb. 24; Tab. 3: Probe Do04/27) setzte die Niedermoorbildung spätestens im frühen Subboreal um 4.634 ± 103 ^{14}C BP ein. An beiden Lokalitäten kam das Torfwachstum anschließend durch die Ablagerung von Hochflutsedimenten zum Erliegen.

Für die Bildungszeit der H1-Terrasse zu jung sind die Datierungen von den Loka-

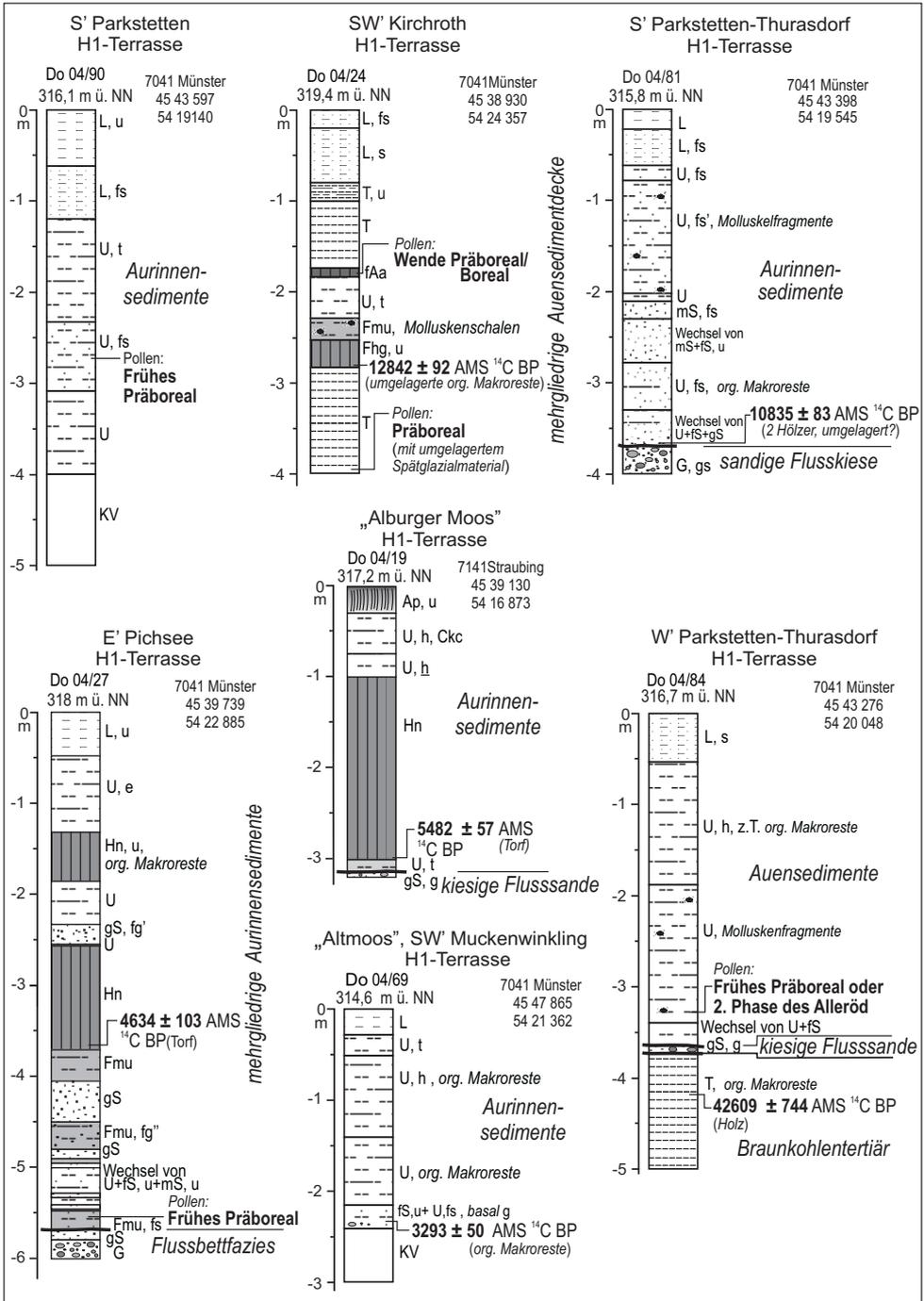


Abb. 24: Altersdatierungen aus Rammkernsondierungen auf der H1-Terrasse der Donau zwischen Kirchroth und Bogen.

litäten „Alburger Moos“ und „südwestlich von Muckenwinkling“ (Abb. 24; Tab. 3: Proben Do04/19 und Do04/69). Eine pollenanalytisch untersuchte Probe von der Basis der H1-Auensedimente westlich von Parkstetten-Thurasdorf (Abb. 24; Tab. 3: Probe Do04/84p) ergab kein klares bezüglich seines pollenanalytischen Alters ob Präboreal oder allerödzeitlich. Vermutlich sind auch hier umgelagerte allerödzeitliche und präboreale Pollen umlagerungsbedingt miteinander vermengt.

Insgesamt weisen die Datierungen auf eine Entstehung der H1-Terrasse bereits im frühen Präboreal hin, wobei große Areale der H1-Terrasse schon an der Wende Präboreal/Boreal ausgebildet waren und schwarze Anmoore entstehen konnten. Das stimmt in hohem Maße mit der Bildungszeit der H1-Terrasse im unteren Isartal überein, die nach dendrochronologischen (damals noch als „schwimmende Chronologie“) und konventionellen ^{14}C -Datierungen an insgesamt 39 Kieferstämmen geborgen aus H1-Flussbettkiesen im Zeitraum zwischen etwa 9.600 (9800?) bis 8400 ^{14}C BP (Präboreal bis mittleres Boreal) gebildet wurde mit einer Konzentration der Altersdaten im Zeitraum zwischen 9.400 bis 8.800 ^{14}C BP (mittleres Präboreal bis frühes Boreal) (SCHELLMANN et al. 1994).

Auf der H1-Terrasse südlich und südöstlich von Parkstetten sind nach den Ortsakten des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege diverse vor- und frühgeschichtliche Siedlungsstellen erhalten. Die ältesten Siedlungsspuren stammen aus dem späten Neolithikum (Chamer Gruppe).

Die H2-Terrasse war schon vor dem mittleren Atlantikum in Ausformung begriffen. Die AMS ^{14}C -Datierung organischer Makroreste aus H2-Flusssanden im Innenrand des „Roithof-Paläomäanders“ südöstlich von Scheften (Abb. 2: Altersbeleg 9) ergab ein Alter von 6.636 ± 78 ^{14}C BP (Abb. 25; Tab. 3: Do04/70). Zu dieser Zeit war dieser Mäanderbogen der H2-Terrasse fast vollständig ausgebildet. Da die Donau zumindest im 19. Jahrhundert nur wenige Jahrzehnte benötigte, um einen Mäanderbogen von ähnlicher Größe neu auszubilden (SCHELLMANN 1988: 226f.), ist davon auszugehen, dass die Ausbildung der H2-Terrasse mindestens schon um 6.700 ^{14}C BP begonnen hat. Südwestlich von Sarching (Abb. 2: Altersbeleg 10) beschreibt BUCH (1989) die allmähliche Verfüllung der „Sarchinger Rinne“ seit dem späten Atlantikum. Diese Aurinne erstreckt sich nach SCHELLMANN (1988) im externen Areal der H2-Terrasse entlang des Anstiegs zur angrenzenden NT3. Nach BUCH (1988: 111) liegt sie am Außenrand seiner „Mittleren Auenstufe“, die im Zeitraum Beginn Subboreal bis Beginn 18. Jahrhundert entstanden sein soll. Zwei ^{14}C -Datierungen an organi-

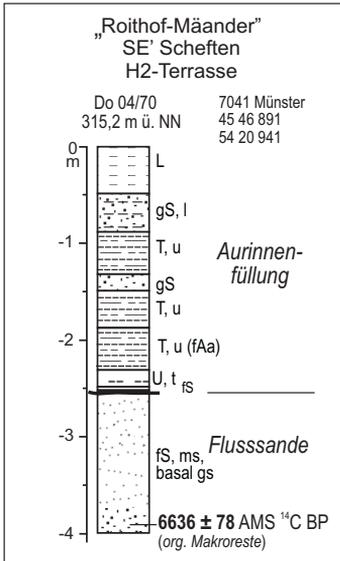


Abb. 25:

AMS ^{14}C -Datierung organischer Makroreste aus einer Rammkernsondierung im Bereich des Roithof-Paläomäanders auf der H2-Terrasse der Donau südöstlich von Scheften.

schen Makroresten von bzw. nahe der Basis der feinklastischen und torfführenden Rinnenfüllung ergaben nach BUCH (1989) allerdings Alter von 6.020 ± 100 und 5.910 ± 70 ^{14}C BP (Atlantikum) und belegen, wie von BUCH (1989: 52) korrekt ausgeführt, die beginnende Verfüllung der Aurinne mit einem Nachlassen der feinklastischen Sedimentationsrate ab etwa 5.600 ^{14}C BP. Insofern ist davon auszugehen, dass die Ausbildung der H2-Terrasse wahrscheinlich noch bis zum späten Atlantikum um ca. 5.600 ^{14}C BP andauerte. Zwei AMS ^{14}C -Alter organischer Makroreste aus Rinnenfüllungen am Außenrand des römischen Pfatterau- und des römischen Gollau-Paläomäanders (Tab. 3: Do04/34 und Do04/83) helfen aufgrund ihrer unklaren Stratigraphien, ob H4- oder H2-Auensedimente erbohrt wurden, bei der Alters-einstufung der Terrassen nicht weiter.

Älteste Siedlungsspuren auf den H2-Terrassenflächen sind endneolithische (Chamer Gruppe) und frühebronzezeitliche Siedlungsfunde südwestlich von Oberau (BÖHM & SCHMOTZ 1979) unmittelbar entlang der Nahrinne zur angrenzenden subborealen H3-Terrasse. Insofern ist die H2-Terrasse generell während des Atlantikums entstanden. Irgendwann im späten Boreal oder im frühen Atlantikum sollte der Übergang von der H1- zur H2-Mäanderterrasse stattgefunden haben.

Die Entstehung der H3-Terrasse reicht mindestens bis ins frühe Subboreal, genauer bis ins Endneolithikum und in die Frühe Bronzezeit zurück. Das belegen endneolithische und frühbronzezeitliche Scherben aus der torfigen H3-Nahrinnenfüllung

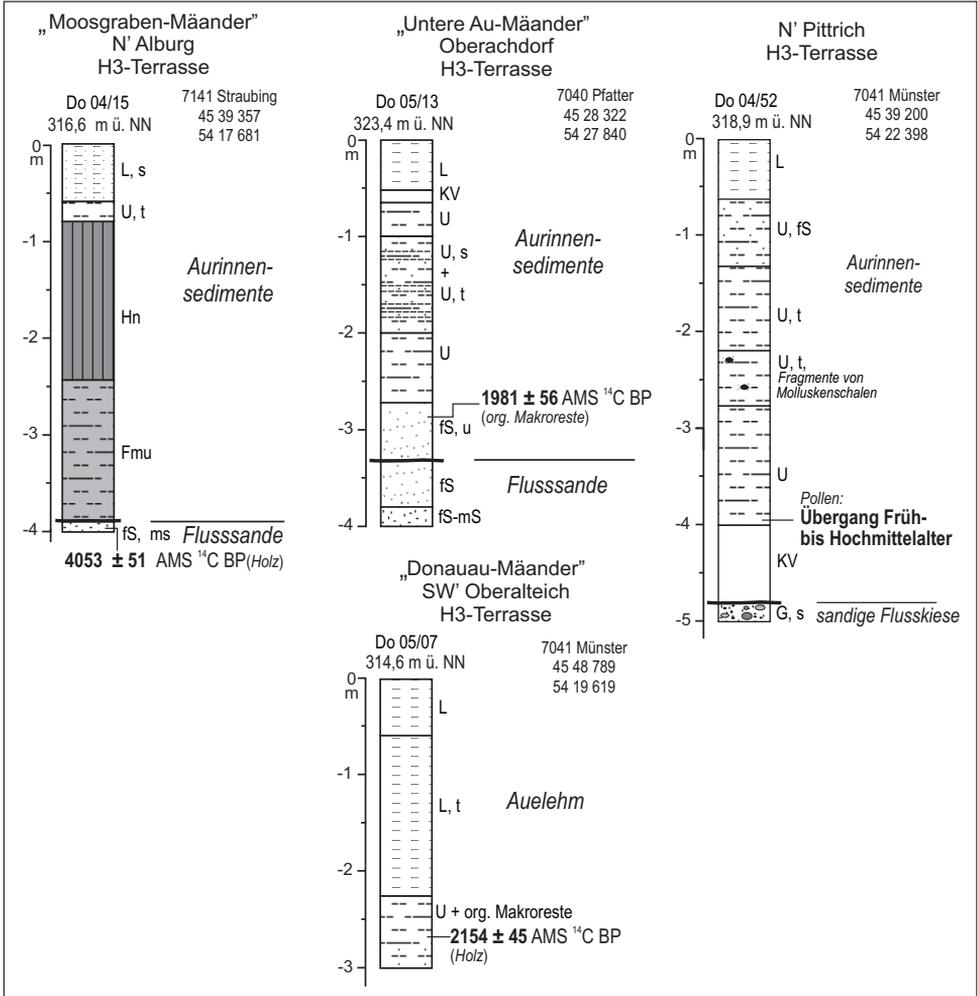


Abb. 26: Altersdatierungen aus Rammkernsondierungen auf der H3-Terrasse der Donau zwischen Oberachdorf und Bogen.

südwestlich von Öberau (SCHELLMANN 1990: 90). Zudem ist sie jünger als die urnenfelder- bis römerzeitliche H4-Terrasse (s.u.). Mit dieser Einschätzung stehen die ^{14}C -Alter von 4.053 ± 51 ^{14}C BP (Tab. 3: Do 04/15) eines Holzstücks vom Top der H3-Flusssande im Bereich des Moosgraben-Mäanders westlich von Straubing (Abb. 19b; Abb. 26) und von drei weiteren Datierungen an organischen Makroresten, einem Torf und einem Holzstück aus der aufliegenden Hochflutsedimentdecke im Einklang, deren älteste ^{14}C -Alter zwischen 4.982 und 2.805 ^{14}C BP liegen (Tab. 3; Abb. 19b). Da bis vor dem Bau des Rhein-Main-Donau-Kanals bei extremen Hochwasserlagen Hochflutsedimente auf den holozänen Auenterrassen abgelagert wurden, sind natür-

Tab. 3: ¹⁴C- und pollenanalytische Datierungen an Torfen und feinklastischen Sedimenten auf den alt- und mittelholozänen H1 - bis H3-Terrassen.

Strat.	Bohr-Nr.	Rechts	Hoch	Lokalität	Ansatz m ü. NN	ET	Tiefe (m) a Probe	Tiefe (m) b OK	Alter (¹⁴ C, Pollen)	cal BP (2 sigma)	¹³ C	datierte Substanz	
H1	Do 04/69	4547865	5421362	SW Muckenwinkling	314,6	3	2,32 - 2,35	>3,0	3293	3403-3637	-27,7	Makroreste	
H1	Do 04/19	4539130	5416873	Alburger Moos-Mäander	317,2	3,2	3	3,15	5482	6183-6404	-31,2	Torbasis	
H1	Do 04/27	4539738	5422885	E' Pichsee	318	6	3,71	5,69	4643	5041-5591	-27,6	Torbasis Pollen	
H1	Do 04/90p	4543597	5419140	S' Parkstetten	316,1	5	3,95 - 4,0	>5,0	Früh PB			Pollen	
H1	Do 04/84p	4543276	5420048	W' Parkst.-Thurasdorf	316,7	5	3,95 - 3,98	3,65	Früh PB/All ?			Pollen	
H1	Do 04/24	4538930	5424356	SW Kirchroth	319,4	4	1,73 - 1,84 2,68 - 2,74 3,97 - 4,0	>4,0	PB/B (12842); 92 PB (unrg. Sp.?)		-26,7	fAa (Pollen) Makroreste Pollen	
H1?	Do 04/76	4547057	5418050	W' Unteroebing	314	4	3,47	3,47	8690	9537-9890	-26,8	1 Holz	
H1	Do 04/81	4543398	5419545	S' Parkst.-Thurasdorf	315,8	4	3,66 - 3,70	3,7	(10835); 83		-26,8	2 Holzstücke	
H2 ?	Do 04/83	4542141	5420115	N' Gollau	316,9	9	5,58 - 5,67	8,4	5005	5610-5900	-27,2	Makroreste	
H2	Bu89: Do85	4516499	5430450	Sarching Rinne		6	5,1		5910	6554-6929		Makroreste	
H2	Bu89: Do270	4516512	5430475	Sarching Rinne	326,7	6	5	5,9	6020	6658-7161		Makroreste	
H2	Bu89: Str282	4539825	5417638	Oeberau SE	316,7		2,5		5965	6559-7151		Torf	
H2	Do 04/70	4546891	5420941	Roithof-Mäander	315,2	4	3,93 - 3,97	2,53	6636	7422-7656	-27,0	Makroreste	
H2?	Do 04/32	4529127	5428051	Pflatterau-Mäander	322,4	5	4,5 - 4,57	4,41	6678	7440-7652	-27,0	Makroreste	
H3	Bu89: Mue161	4539246	5422264	Pittrich	318,6		4,5		775	551-922		Makroreste	
H3	Do 04/52p	4539200	5422398	N' Pittrich	318,9	5	3,96 - 4,0	4,8	Früh-/Hoch-MA			Pollen	
H3	Do05/13	4528322	5427840	Untere Au-Mäander	323,4	4	2,88	3,8	1981	1819-2109	-28,7	Makroreste	
H3	Do05/07	4548789	5419619	Oberalteich West-M.	314,6	3	2,7	>3,0	2154	2004-2310	-25,5	1 Holz	
H3	Bu89: Pf208	4526347	5427473	Kiefenholz	324,4	4,6	3,9	4,0	2805	2736-3262		Makroreste	
H3	Bu89: Mue122	4538780	5422295	Pittrich	319,4		3,7		3030	2861-3551		Makroreste	
H3	Bu89: Mue300	4538535	5419103	Oeberau	317,9		1,1	>2,0	3250	3362-3632		Torf	
H3	Do 04/15	4539357	5417681	Moosgraben-Mäander	316,6	4	3,97	3,94	4053	51	4419-4808	-28,4	1 Holz
H3	Mue7041-B34	4539649	5419408	Oberauer Schleiße	318,0	5	4,48	4,59	4982	5603-5891		Mollusken ?	

a Tiefe (m) der Probe unter Geländeoberfläche b Tiefe (m) Oberkante Flußsande und -kiese ET = Endteufe cal BP: kalibriert mit IntCal04; Calib 5.1beta

H1? = stratigraphische Zuordnung unsicher Bu89: Do85 = ¹⁴C-Alter aus Buch (1989); Mue 7041-B34 = ¹⁴C-Alter aus Münzberger (2005) (Alter) = vermutlich umgelagert

All = Alleröd, PB = Präboreal, B = Boreal, umg. Sp. ? = vermutlich mit umgelagerter Spätglazial; pollenanalytische Datierung: Dr. Heike Schneider (Bamberg)

lich auch jüngere, römische bis neuzeitliche Auensedimente weit verbreitet.

Ingesamt ist davon auszugehen, dass die H1-Terrasse vor allem im Präboreal und älterem Boreal entstanden ist, die H2 im Laufe des Atlantikums und H3 im Subboreal bis ca. 3000 ¹⁴C BP.

3.2.2 Das Alter der jungholozänen H4- bis H7-Terrassen

Die H4-Terrassenflächen entstanden im Zeitraum vom ausgehenden Subboreal bis zum Ende der römischen Kaiserzeit. Die AMS ¹⁴C-Datierung eines Holzstücks aus der H4-Flussbettfazies (Flusssande) in der Flur „Untere Au“ nördlich von Aholting ergab ein Alter von 2.793 ± 47 ¹⁴C BP (Tab. 4: Do05/09; Abb. 27). Zu dieser Zeit war der „Untere Au-Mäander“ (Abb. 19b) von der Donau durchflossen und die „Untere Au“ weitgehend bereits von der H4-Donau geschaffen worden. Wie schon erwähnt, benötigte die Donau zumindest im 19. Jahrhundert nur wenige Jahrzehnte, um einen Mäanderbogen von ähnlicher Größe neu auszubilden (SCHELLMANN 1988: 226f.). Insofern ist davon auszugehen, dass die Ausbildung der H4-Terrasse mindestens schon einige Jahrzehnte vor 2.800 ¹⁴C BP, wahrscheinlich um 2.900 ¹⁴C BP begann.

Ein ähnlicher Befund zum Beginn der H4-Terrassenbildung liegt aus der Donauau westlich von Reibersdorf vor. Dort ist ein weit nach Norden gegen die Niederterrassen ausholender H4-Mäanderbogen erhalten. Seine Außengrenze bildet der „Reibersdorfer Mäander“ (Abb. 19b). Die AMS ¹⁴C-Datierung organischer Makroreste von der Basis der zum Teil torfigen Paläomäanderfüllung westlich von Reibersdorf ergab ein Alter von 2.800 ± 48 ¹⁴C BP (Tab. 4: Do 04/77; Abb. 27). Zu dieser Zeit waren auch hier die vom Mäanderbogen eingeschlossenen Auenflächen der H4-Terrasse bereits vorhanden und die Verlandung des Paläomäanders setzte ein. Donauaufwärts erstreckt sich die H4-Terrasse des Reibersdorfer Mäanderbogens bis zur Flur „Thurnhofer Au“ fort (Abb. 19b). Insofern sind beide Auenareale der H4-Terrasse annähernd gleich alt, also bereits im ausgehenden Subboreal bis frühen Subatlantikum entstanden. Das belegt auch die AMS ¹⁴C-Datierung eines Holzes aus der dortigen Randsenkenfüllung mit einem Alter von 2.510 ± 46 ¹⁴C BP (Tab. 4: Do04/80; Anlage 4).

Auch der „Hofstettener-Mäanderbogen“ östlich von Straubing (Abb. 19b) war nach der AMS ¹⁴C-Datierung organische Makroreste aus der Auelehmdecke im Innenbogen des ehemaligen H4-zeitlichen Donaulaufes mit einem Alter von 2.676 ± 44 ¹⁴C BP (Tab. 4: Do05/04; Abb. 27) schon am Ende des Subboreals weitgehend ausgebildet.

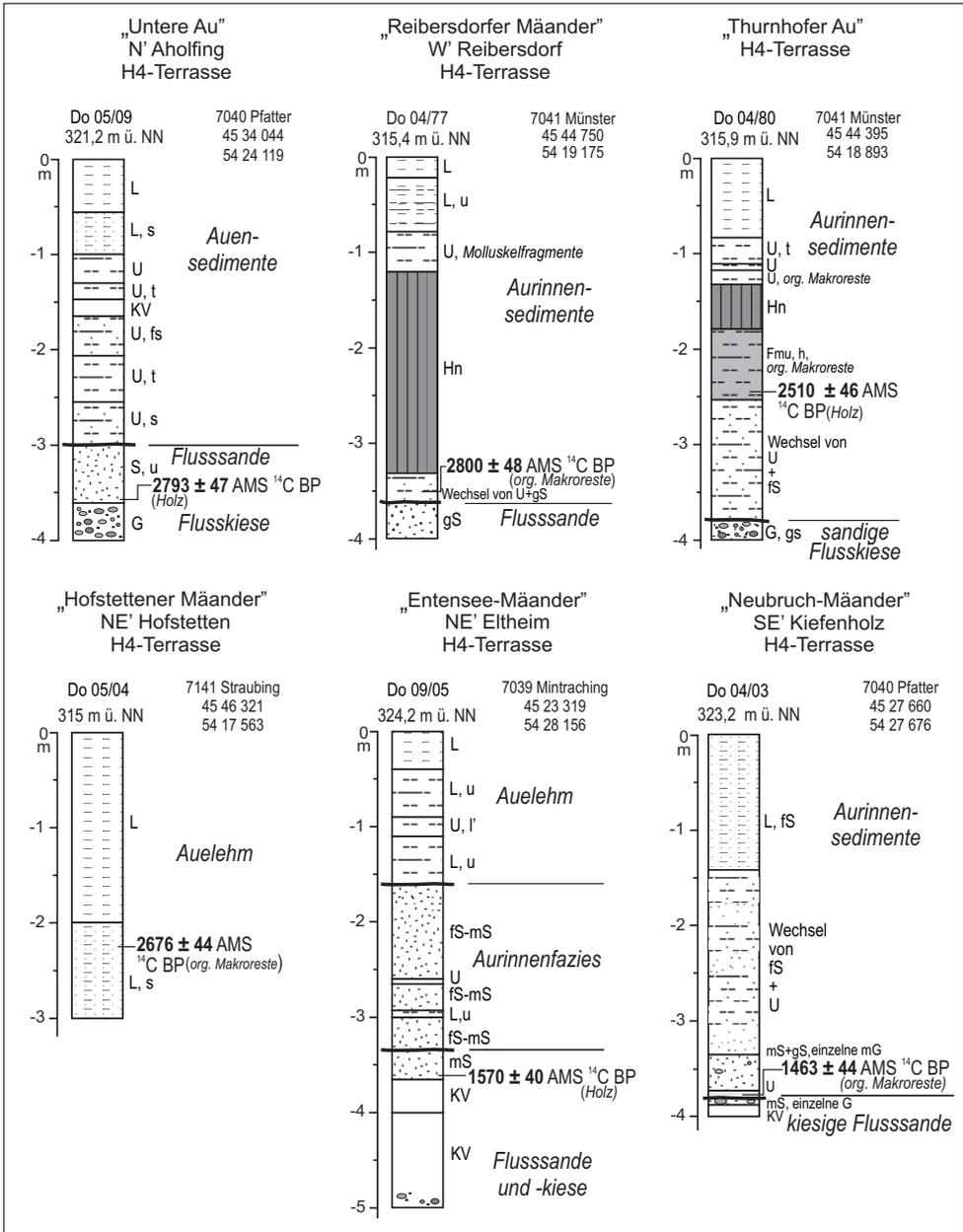
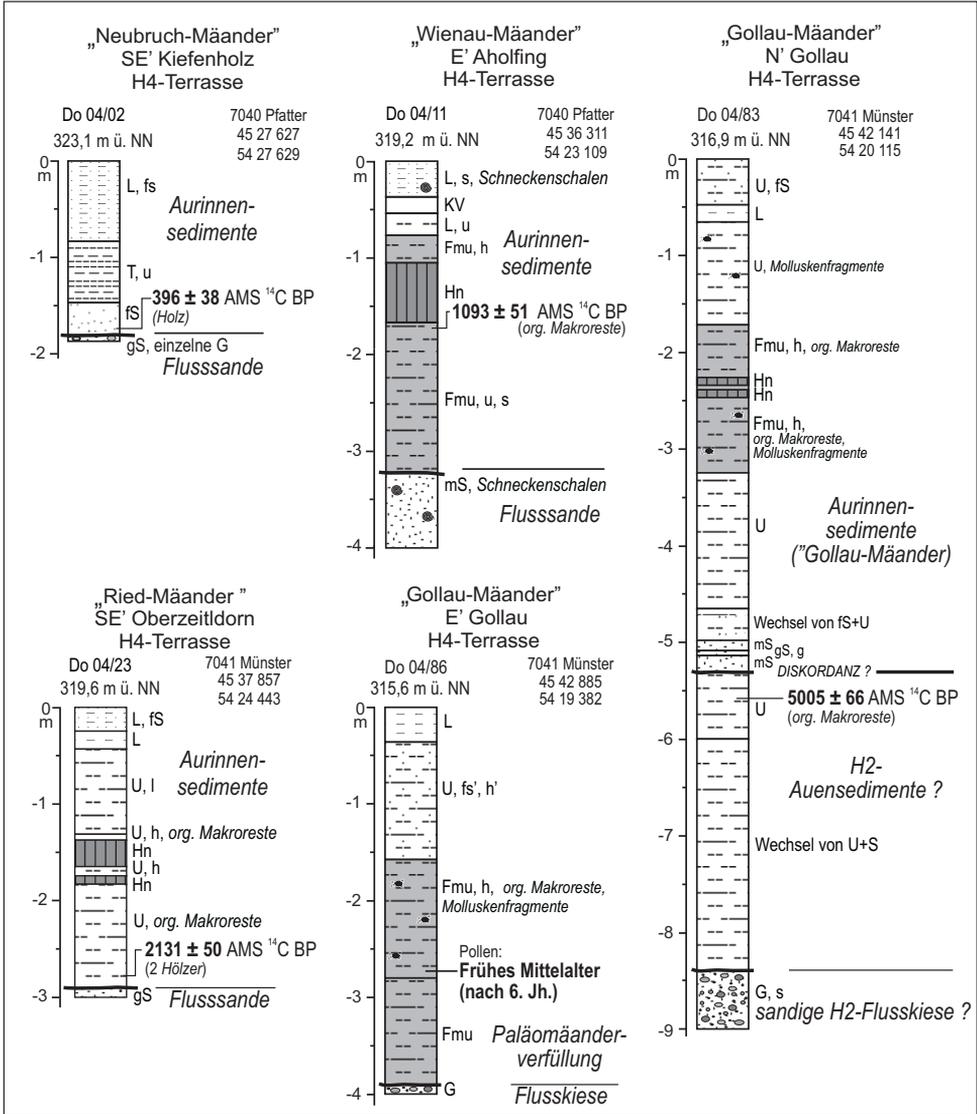


Abb. 27: Altersdatierungen aus Rammkernsondierungen auf der H4-Terrasse der Donau zwischen Eltheim und Bogen.

Das bedeutet, dass auch hier die vom Mäanderbogen umschlossene H4-Aue bereits im ausgehenden Subboreal entstanden ist.



Fortsetzung von Abb. 27.

Außer diesen spät-subborealen Bildungen der H4-Terrasse existieren zudem ausgedehnte H4-Auenflächen, die bis zum Ende der römischen Kaiserzeit von der Donau geschaffen wurden und wo der römische Donaulauf als Paläoflussbett erhalten ist. Dazu zählen der „Entensee-Mäander“ östlich von Eltheim, der sich vermutlich über die Donau hinweg im Mäanderbogen von Kleinkiefenholz fortsetzt (Abb. 19a; SCHELLMANN 1988: 222) sowie der „Neubruich-Mäander“ südöstlich von Kie-

fenholz, der „Wienau-Mäander“ östlich von Aholting, der „Ried-Mäander“ östlich von Oberzeitldorn und der „Gollau-Mäander“ östlich von Gollau (Abb. 19b).

Die AMS ^{14}C -Datierung eines Holzstücks am Top der Flusssande im Bereich des „Entensee-Mäander“ östlich von Eltheim ergab ein Alter von 1.570 ± 40 ^{14}C BP (Tab. 4: Do09/5; Abb. 27). Zu dieser Zeit war der Mäander noch ein Donauarm.

Der „Neubruch-Mäander“ östlich von Kleinkiefenholz begann um 1.463 ± 44 ^{14}C BP (Tab. 4: Do04/3; Abb. 27) zu verlanden.

Der „Wienau-Mäander“ östlich von Aholting war um 1.093 ± 51 ^{14}C BP bereits stärker verlandet und es bildeten sich lokal Niedermoore, die später von Hochflutlehm begraben wurden (Tab. 4: Do04/11; Abb. 27).

Die ^{14}C -Datierung organischer Makroreste an der Basis der feinklastischen Paläo-Flussbettfüllung des „Ried-Mäanders“ südöstlich von Oberzeitldorn ergab ein Alter von 2.131 ± 50 ^{14}C BP und belegt die einsetzende Verlandung (Tab. 4: Do04/23; Abb. 27).

Der „Golau-Mäander“ östlich von Unterzeitldorn war nach BUCH (1989: 68) um 2.115 ± 70 ^{14}C BP noch ein Donauarm und um 1.662 ± 56 ^{14}C BP (Tab. 3: Mue 7041-B48) bzw. nach pollenanalytischen Datierungen (Tab. 4: Do04/86p; Abb. 27) spätestens im Frühmittelalter ein Altarm, der langsam verlandete. Nach BUCH (1989: Abb. 21) existierten im äußeren Mäanderbogen um 1.435 ± 50 ^{14}C BP lokale Vermoorungen.

Insgesamt begann die Ausbildung der H4-Terrasse im ausgehenden Subboreal und zwar mindestens einige Jahrzehnte vor 2.800 ^{14}C BP, also in etwa um 2.900 ^{14}C BP. Sie endete nach dem Verlandungsbeginn der jüngsten H4-Paläomäander am Ausgang der römischen Kaiserzeit um ca. 1.500 ^{14}C BP. Aus dem Blickwinkel der Siedlungsgeschichte ist die H4-Terrasse älter als die Gründung des in der H4-Aue gelegenen Dorfes Demling, das in der ersten Hälfte des 9. Jahrhundert erstmalig urkundlich erwähnt wird (SCHELLMANN 1988: 222, Tab. 33).

Die Ausbildung der H5-Terrassenflächen kann relativ gut belegt auf den Zeitraum vom Frühmittelalter um etwa 500 AD bis zum Ausgang des Hochmittelalters um 1300 AD eingeeengt werden. Älteste urkundliche Erwähnungen ihrer Fluren wie das „Gstütt“ bei Straubing aus dem Jahre 1301 AD (FEHN 1968: 65) und die Flur „Pillmoos“ bei Straubing aus dem Jahre 1353 AD (BAUMGARTNER 1927) belegen, dass zumindest die im Straubinger Raum erhaltenen H5-Auenflächen zu Beginn des 14. Jahrhunderts

Tab. 4: ¹⁴C- und pollenanalytische Datierungen an Torfen und feinklastischen Sedimenten auf den jungholozänen H4- bis H7-Terrassen.

Strat.	Bohr-Nr.	Rechts	Hoch	Lokalität	Ansatz m ü. NN	ET	Tiefe (m) a Probe	Tiefe (m) b OK	Alter (¹⁴ C, Pollen)	Abw	cal BP (2 sigma)	¹³ C	datierte Substanz
H4	Do 04/11	4536311	5423109	Wienau-Mäander	319,2	4	1,74	3,24	1093	51	925-1168	-28,8	Makroreste
H4	Do 04/02	4527627	5427629	Neubruich-Mäander	323,1	1,9	1,73	1,8	396	38	318-514	-28,7	1 Holz
H4	Bu89: P1217	4527836	5427645	Neubruich-Mäander	323,5		4		1360	115	1010-1519		Makroreste
H4	Bu89: P1214	4526326	5427203	Neubruich-Mäander	323,6		4,9		1385	85	1084-1513		Makroreste
H4	Do 04/03	4527660	5427676	Neubruich-Mäander	323,2	3,8	3,8	3,8	1463	44	1291-1505	-29,7	Makroreste
H4	Do09/5	4523319	5428156	Entensee-Mäander	324,2	5,0	3,61	3,35	1570	40	1375-1541	-25,1	Holz
H4	Do 04/186p	4542885	5419382	Gollau-Mäander	315,6	4	3,85 - 3,9	3,9	Früh-MA				
H4	Mue7041-B48	4542488	5418884	Gollau-Mäander	315,6	3	2,88-2,9		1662	56	1416-1696		Torf
H4	Bu89:Mue277-	4542823	5419533	Gollau-Mäander	315,5		1,9	2,0	2115	70	1932-2311		Makroreste
H4	Do 04/23	4537856	5424443	Ried-Mäander	319,6	3	2,77	2,9	2131	50	1991-2308	-29,5	2 Holzstücke
H4	Do 04/10	4533382	5424703	Untere Au-Mäander	321,1	3	2,1	2,59	324	41	303-483	-28	Makroreste
H4	Do05/09	4534044	5424119	Untere Au-Mäander	321,2	4	3,57	3,6	2793	47	2775-3057	-28,7	1 Holz
H4	Do05/04	4546321	5417563	Hofstetter-Mäander	315	3	2,3	>3,0	2676	44	2741-2861	-29,2	Makroreste
H4	Do 04/80	4544395	5418893	Thurnhofer Au	315,9	4	2,47	3,8	2510	46	2366-2744	-29,1	1 Holz
H4	Do 04/77	4544750	5419175	Reibersdorfer-Mäander	315,4	4	3,48 - 3,56	3,62	2800	48	2781-3060	-28,7	Makroreste
H5	Do 04/75	4546830	5419799	Bruchwiesen-Mäander	314,3	5	1,81 - 1,84		171	38	0-396	-27,3	Makroreste
H5	Do 04/75p						4,76 - 4,80	4,8	MA und jünger				Pollen
H5	Do 04/74	4547034	5420003	Bruchwiesen-Mäander	314,2	4	3,35	>4,0	176	43	0-300	-28,3	1 Holz
H5	Do 04/05	4529703	5427838	Bruchwiesen-Mäander	321,9	5	4	4,36	605	43	539-659	-31,8	Makroreste
H5	Do05/14	4530666	5428093	Wiesent-Mäander	320,7	4	2,24	3,0	618	42	544-662	-31,3	Makroreste
H5	Do 04/06	4530587	5427925	Wiesent-Mäander	320,5	2,8	2,19	2,2	704	59	552-733	-30,6	Makroreste
H5	Do 04/22p	4537757	5423871	Peribachgraben-Mäander	319,8	2	1,85 - 1,9	1,92	Hoch-MA				Pollen
H5	Do 04/21p	4534849	5425089	SW Pondorf	320,4	5	3,95 - 4,0	4,1	nach 6. Jh.				Pollen
H6	Do05/11	4537051	5422442	Molzinger Au	319	7,5	5,4	7,27	303	40	290-475	-29,4	Holzstücke

a Tiefe (m) der Probe unter Geländeoberfläche b Tiefe (m) Oberkante Flusssande und -kiese ET = Endteufe cal BP: kalibriert mit IntCal04; Calib 5.1beta

Bu89: P1217 = ¹⁴C-Alter aus Buch (1989); Mue 7041-B48 = ¹⁴C-Alter aus Münzberger (2005) (Alter) = vermutlich umgelagert

MA = Mittelalter; pollenanalytische Datierung; Dr. Heike Schneider (Bamberg)

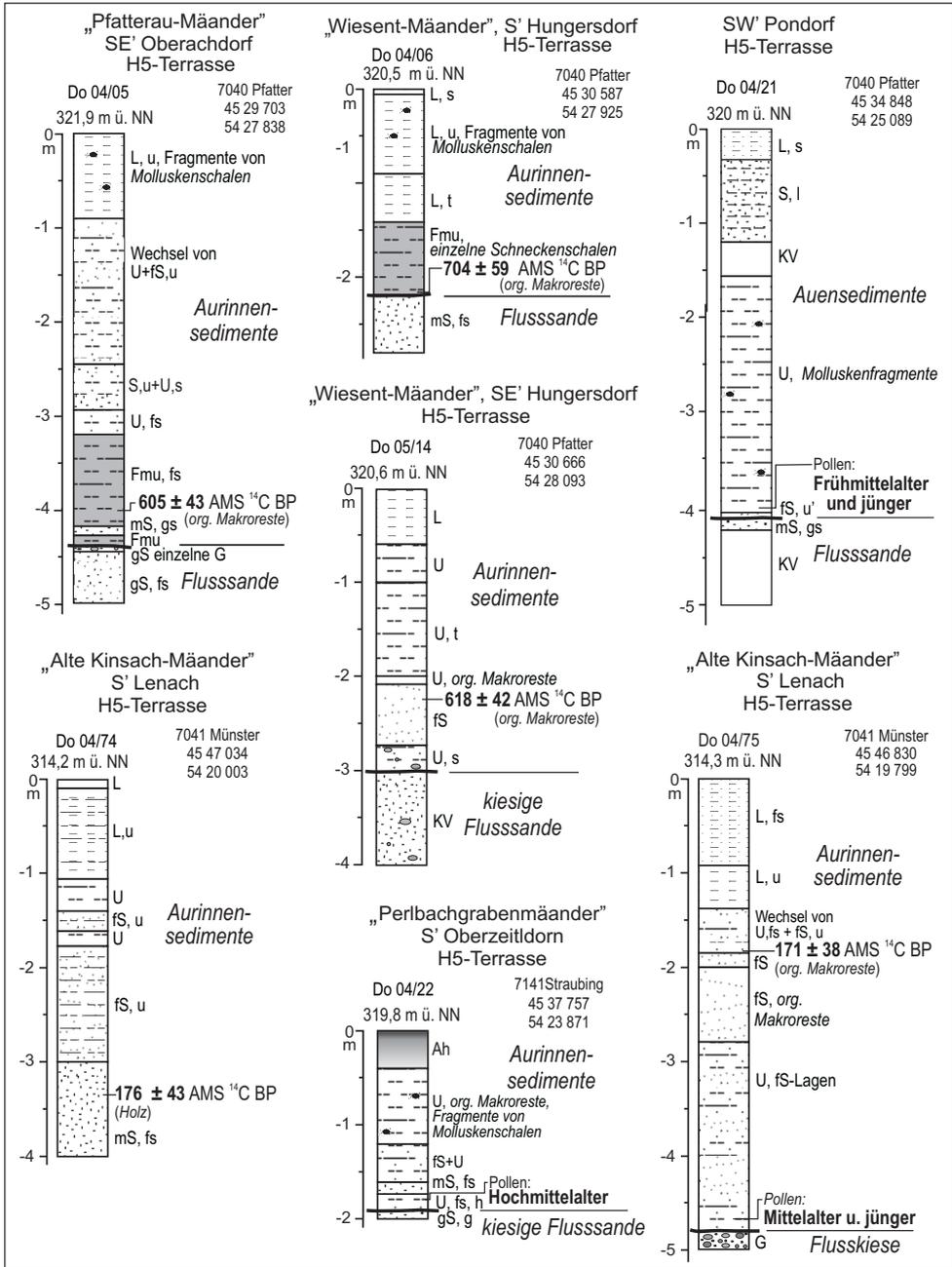


Abb. 28: Altersdatierungen aus Rammkernsondierungen auf der H5-Terrasse der Donau zwischen Griesau und Straubing-Bogen.

weitgehend ausgebildet waren. Das westlich von Niederachdorf auf der H5-Terrasse

gelegene Kiefelmauth ist nach SCHMID (1976) älter als 1698 AD. Die AMS ^{14}C -Datierung organischer Makroreste an der Basis feinklastischer Paläomäanderfüllungen belegt die beginnende Verlandung des H5-zeitlichen „Pfatterau-Mäanders“ südöstlich von Oberachdorf um 605 ^{14}C BP (Tab. 4: Do 04/05; Abb. 28) und des „Wiesent-Mäanders“ südöstlich von Hungersdorf um 704 bzw. vor 618 ^{14}C BP (Tab. 3: Do 04/06 und Do 05/14; Abb. 28). Die Auensedimentdecke auf der H5-Terrassenfläche in der Flur „Hagenfeld“ südwestlich von Pondorf ist nach pollenanalytischer Datierung ihrer Basislage nach dem 6. Jahrhundert abgelagert worden (Tab. 4: Do 04/21p; Abb. 28). Der Verlandungsbeginn des „Perlbachgraben-Mäanders“ südlich von Oberzeitldorn begann nach pollenanalytischer Altersbestimmung im Hochmittelalter (Tab. 4: Do 04/22; Abb. 28) und die Verlandung des H5-Mäanderbogens „Alte Kinsach“ südlich des Einzelhofs Lenach im Mittelalter oder jünger (Tab. 4: Do 04/75; Abb. 28). Das AMS ^{14}C -Alter von 176 ± 43 ^{14}C BP eines Holzes aus sandigen Aurinnensedimenten im Bereich des Alten Kinsachlaufs (Tab. 4: Do 04/74; Abb. 28) ist viel zu jung für die Bildungszeit der H5-Terrasse. Vermutlich wurden hier junge Bachablagerungen der Alten Kinsach erbohrt. Insgesamt ist davon auszugehen, dass die H5-Terrasse vor allem im Zeitraum zwischen ca. 500 bis 1300 AD gebildet wurde. Wie bereits von SCHELLMANN (1988: 224; Tab. 33) ausgeführt, steht damit im Einklang, dass zahlreiche der im Zuge des hochmittelalterlichen Landesausbaus innerhalb der Donauaue angelegten Siedlungen wie u.a. Auburg (vor 1442 AD), Öberau (vor 1146 AD, befestigter frühmittelalterlicher Donauübergang), Sossau (1146 AD, Einöde), Reibersdorf (12. Jh., Schwaiger und Fischer) und Lenach (1115 AD), die als Fischersiedlungen oder in Verbindung mit einem Donauübergang von der Donau als Wirtschaftsfaktor abhängig waren, auf älteren Auenterrassen unmittelbar am Übergang zur H5-zeitlichen Umlagerungszone der Donau gegründet wurden.

Die H6- und H7-Terrasse der Donau entstanden während der sog. „Kleinen Eiszeit“ von Mitte des 14. bis zur Mittelwasser-Regulierung und Lauffestlegung der Donau ab Mitte des 19. Jahrhunderts. Ihre Bildungszeiten lassen sich anhand historischer Karten und ersten urkundlichen Erwähnungen von Flurnamen relativ genau eingrenzen (siehe SCHELLMANN 1988; ders. 1990; BUCH 1988: 34ff.). Zum Beispiel wurde die H6-Terrassenfläche in der Flur „Wörth“ bei Breitenfeld oberhalb von Straubing bereits 1502 AD urkundlich erwähnt (SCHMIDT, o.J.) und auch die großen H6-Mäanderbögen in der Donauaue bei Donaustauf und in der Flur „Obere Au“ bei Pfatter (Abb. 19a) entstanden bereits vor Mitte des 16. Jahrhunderts. Dagegen bildete sich der große H6-Mäanderbogen in der „Gmünder Au“ weitgehend erst nach Fertig-

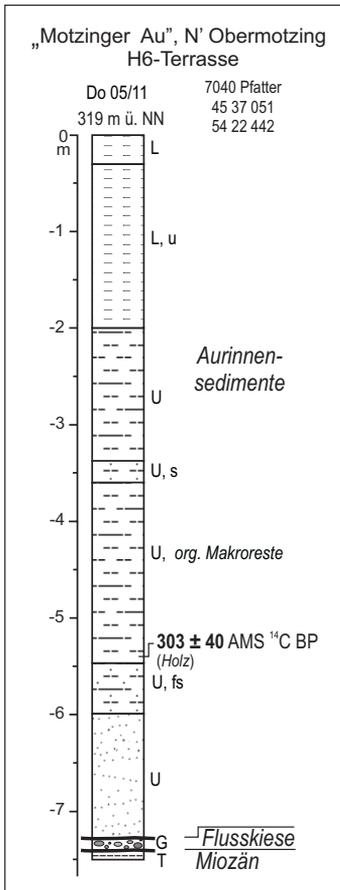


Abb. 29:

AMS ¹⁴C-Datierung organischer Makroreste aus einer Rammkernsondierung auf der H6-Terrasse der Donau in der „Motzinger Au“ nördlich von Obermotzing.

stellung der Landtafeln von APIAN (1568) Mitte des 16. Jahrhundert. Große Areale der H6-Terrasse in der Flur „Motzinger Au“ entstanden ebenfalls schon in der Frühzeit der H6-Terrassenbildung, deutlich vor Mitte des 17. Jahrhunderts. Das belegt das AMS ¹⁴C-Alter von 303 ± 40 ¹⁴C BP (kalibriertes Alter: 1475-1660 AD, 2 sigma Wahrscheinlichkeit) eines kleinen Holzstücks im tieferen Bereich einer Aurinnenfüllung (Abb. 29). Vor dieser Zeit existierten bereits große H6-Areale in der „Motzinger Au“.

Besonders ausgeprägte Mäandermigrationen ereigneten sich während der Bildungszeit der H7-Terrasse zwischen der Mitte des 18. Jahrhunderts und der Mitte des 19. Jahrhunderts in der Donauaue bei Pfatter. Kurze Zeit nach 1749 AD hatte dort die Donau den extremen H6-Mäanderbogen in der „Oberen Au“, die sogenannte „Alte Donau“, durchbrochen und bereits um 1796 AD einen neuen Mäanderbogen im heu-

tigen westlichen Außenrand der H7-Terrasse bei Pfatter ausgebildet. Dieser verlagerte sich bis zu seinem künstlichen Durchstich in den Jahren 1850 bis 1862 AD etwa 600 m donauabwärts.

Insgesamt ist davon auszugehen, dass größere Areale der H6-Terrasse schon zwischen 1350 bis 1550 AD entstanden und die H7-Terrasse, zumindest im Raum Pfatter, vor allem in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts im Zuge intensiver Flusslaufmigrationen gebildet wurde.

4. Schlussfolgerungen und Zusammenfassung

Der Beginn des Jungquartärs (Oberpleistozäns) ist im hier betrachteten Donautal zwischen Regensburg und Straubing weiterhin offen. Es sind keine Donauablagerungen bekannt, die geochronologisch abgesichert aus dem Eem oder dem Früh- bis Mittelwürm stammen. Eine der beiden oder beide unter kaltzeitlichen Klimabedingungen entstandenen Übergangsterrassen könnten früh- bis mittelwürmzeitliche Bildungen sein. Diese Annahme drängt sich auf, allerdings, es fehlt der Beweis. Dagegen ist die fluviale Entwicklung des Donautals seit dem Würm-Hochglazial wesentlich besser rekonstruierbar. Im Zeitraum zwischen vermutlich dem Denekamp-Interstadial vor etwa 28-30 ka ¹⁴C BP und dem Beginn des Holozäns vor ca. 10 ka ¹⁴C BP entstanden die drei Niederterrassen NT1 bis NT3. Der Terrassenkörper der NT1 ist vom Top der Flussbetsedimente bis zur blockreichen Basis von einem stark verwilderten Donaulauf („*braided river*“) aufgeschottert worden, wobei das aktive und wiederholt in Umgestaltung begriffene Flussbettareal eine Breite von mehreren Kilometern besaß. Diese sedimentüberlastete NT1-Donau existierte mit hoher Wahrscheinlichkeit nur bis zum Ende des Hochglazials im fluvialen bzw. gletschergeschichtlichen Sinne und damit bis vor etwa 17-18.000 ¹⁴C-Jahren (Abb. 30). Allerdings kann der Beginn und das Ende ihrer fluvialen Aufschotterung bisher nicht datiert werden. Die im Rahmen dieser Untersuchungen durchgeführten OSL-Datierungen an NT1-Flusssanden sind keine sicheren Altersbelege (s.o.) und das gilt auch für die OSL-Datierungen an den jüngeren NT2- und NT3-Flussbetsedimenten (Abb. 23). Die Hauptniederterrasse gliedert sich mit Annäherung an die hochglazialen Jungendmoränen in mehrere Teilfelder auf (u.a. MEGIES 2006; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; GESSLEIN & SCHELLMANN in diesem Band), ist also entstanden, als die Stammbecken im nördlichen Alpenvorland noch vergletschert waren.

Die nächstjüngere Niederterrasse, die NT2, war bereits im frühen Spätglazial ak-

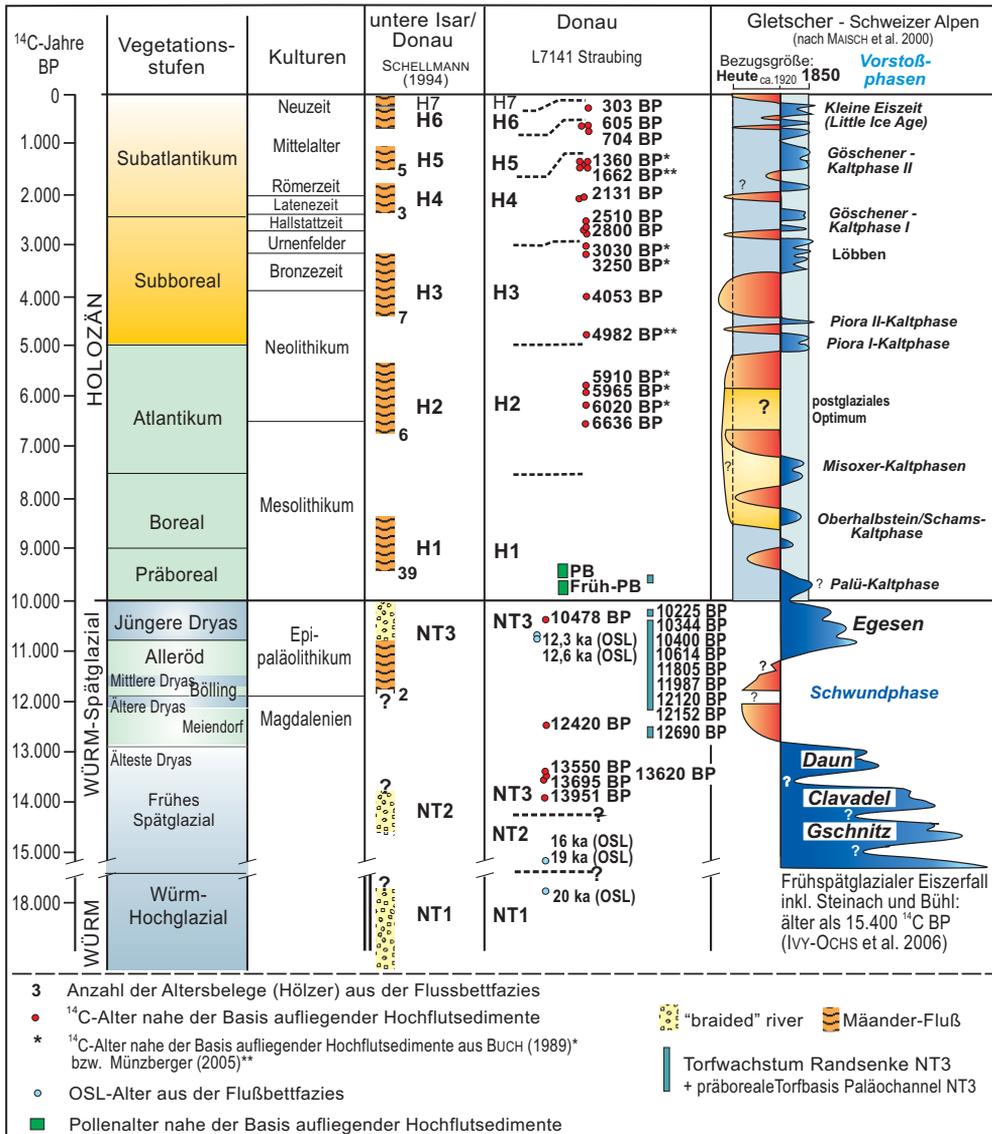


Abb. 30: Stratigraphische Übersicht zum Alter der Niederterrassen und Holozänterrassen an der unteren Isar (Datierung der Flußbettfazies) und der Donau (Datierung der aufliegenden Hochflutfazies und der NT3-Randsenkenfüllung).

tives Flussbettareal der Donau und wurde in vielleicht nur etwa 1.000 Jahren ebenfalls von einer verwilderten Donau hinterlassen. Ihr Terrassenkörper ähnelt vom Schichtungsbild und von seiner Lagerung im Tal (Abb. 23) in hohem Maße der NT1. Die Ausbildung der NT2 fällt ins frühe Spätglazial, vermutlich in den Zeitraum zwischen 14-15.000 ¹⁴C BP (Abb. 30). Vor der kaltzeitlicher Aufschotterung der NT2 kam es

zur kräftigen Ausräumung des NT1-zeitlich stark aufgehöhten Talbodens. In dieses, zum Teil einige Kilometer breite und um mehrere Meter in die NT1-Fluren eingeschnittene NT2-Flussbettareal wurde dann durch einen verwilderten Donaulauf der NT2-Kieskörper aufgeschottert. Die durch starke Seitenerosion geprägte NT2-Ausräumungsphase dürfte im Zusammenhang mit der ersten spätglazialen Klimaerwärmung und Vegetationsausbreitung („Tundravegetation“) stehen. Dabei kann man davon ausgehen, dass dadurch die Abflussmengen deutlich erhöht wurden als Folge a) eines enormen frühspätglazialen Eiszerfalls im alpinen Einzugsgebiet der Donau, b) eines ersten spätglazialen Auftauens des Dauerfrostbodens und c) wohl auch einer Zunahme der Jahresniederschläge. Andererseits dürfte der Sedimenteintrag aus den Einzugsgebieten der Donau infolge Vegetationsverdichtung (Gräser und Kräuter) zunächst deutlich zurückgegangen sein. Erhöhter Abfluss bei gleichzeitiger Verringerung der Flussbettfracht dürften diese Phase der NT2-Talausräumung dominiert haben. Kälterückschläge im frühen Spätglazial vermutlich zur Zeit des Gschnitz-Stadiums in den Alpen oder schon davor (Abb. 30) könnten die Aufschotterung der NT2 bewirkt haben.

Ein markanter Umbruch in der spätglazialen Donaugeschichte ereignete sich allerdings erst zu Beginn der Entstehung der jüngsten Niederterrasse, der NT3 (u.a. SCHELLMANN 1994a: 135ff.). Dieser Umbruch setzte mit einer markanten Tiefenerosionsphase ein und endete in weiten Arealen der NT3 mit der Ablagerung eines mehrere Meter mächtigen, horizontal- und troggeschichteten Kieskörpers. Die Donau besaß zu dieser Zeit ein immer noch kilometerbreites Flussbett mit stark verwilderten, sich häufig verlagernden Haupt- und Nebenarmen („*braided river*“). Diese bedeutende Tiefenerosionsphase zu Beginn der NT3-Bildung trat auch im unteren Isartal auf, wo drei allerödzeitliche Kiefern (11.861, 11.370 und 10.939 ¹⁴C BP) in Kolken an der Basis der quartären Talfüllung in ähnlicher Tiefenlage wie alt- und mittelholozäne Isarkiese verbreitet sind (u.a. SCHELLMANN et al. 1994). Nach der aktuell abgeschlossenen quartärgeologischen Blattaufnahme des Tals der Großen Lauer zwischen Langquaid und Aufhausen bildeten sich größere Auenareale im Tal der Großen Lauer, die morphologisch und vermutlich auch mit ihrem Sedimentkörper in die Hauptniederterrasse eingeschnitten sind, schon vor mehr als 11.480 ¹⁴C-Jahren (SCHELLMANN in ANNAU et al., in Vorb.). Das bedeutet, auch dort kam es vor oder im Bölling-Alleröd-Interstadial zu einer Phase kräftiger Ausräumung und Taleintiefung in das heute höhere Niveau der hochglazialen Hauptniederterrasse. Im hier betrachteten Donautal konnte erstmalig nachgewiesen werden, dass sich die mit Beginn der

NT3-Bildung einsetzende markante spätglaziale Ausräumungsphase mit Auswirkungen wahrscheinlich weit in die periglazialen Seitentäler der Donau hinauf nicht erst zu Beginn des Bölling-Alleröd-Interstadials ereignete, wie früher angenommen (u.a. SCHELLMANN 1994a), sondern schon vor mindestens 14.000 ¹⁴C-Jahren (Abb. 30).

Leider ist nicht bekannt, welches Schichtungsbild (V- oder L-Schotter *sensu* SCHIRMER 1983) der NT3-Kieskörper besetzt, der die datierte feinklastische Randsenkenfüllung an der Typuslokalität „Ksg. Wolf“ bei Atting unterlagert (Abb. 17). Es dürfte sich vermutlich um einen L-Schotter handeln, denn nur ein weitgehend einfadiger mäandrierender Donaulauf kann eine derartige enorme Tieferlegung der Talsohle bewerkstelligen. Insofern ist davon auszugehen, dass die schluffig-sandige NT3-Randsenkenfüllung zeitnah nach Ablagerung des unterlagernden Kieskörpers von den Hochwässern eines mäandrierenden, den Talgrund in der neuen spätglazialen Tiefenlinie umlagernden NT3-Donaulaufs abgelagert wurden. Dieser NT3-Mäanderfluss sollte mindestens bis zu Beginn des großflächigen Torfwachstums im Randsenkenbereich um ca. 12.150 ¹⁴C BP (Ältere Dryas) und maximal bis zum Beginn der Überdeckung der vermoorten Randsenke durch sandige und kiesige Schwemmkegelablagerungen der Kleinen Laber um ca. 10.500 ¹⁴C BP (Ende der ersten Hälfte der Jüngere Dryas) existiert haben. Die in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas an der Mündung der Großen Laber erfolgte weitflächige Überdeckung der inzwischen stark vertorften NT3-Randsenkenfüllung mit sandigen und kiesigen Schwemmkegelsedimente der Kleinen Laber kann als Indiz für eine nun extreme Schuttbelastung der Donau angesehen werden. Sie löste eine erneute Flusslaufverwilderung („*braided river*“) aus, im Zuge derer es die in zahlreichen Kiesgruben in der Vergangenheit oberhalb des Grundwasserspiegels aufgeschlossenen horizontal- und troggeschichteten NT3-Flussbetsedimente abgelagert wurden. Anders ausgedrückt, es ist davon auszugehen, dass die Hauptaufschotterung der NT3 durch eine verwilderte Donau vor allem in der 2. Hälfte der Jüngeren Dryas erfolgt ist und dass die Tieferlegung der Talsohle bei gleichzeitiger Ablagerung eines basalen, vermutlich großbogig schräggeschichteten NT3-Kieskörpers durch eine mäandrierende Donau im Zeitraum zwischen ca. 14.000 ¹⁴C BP bis vermutlich in die Frühzeit der Jüngeren Dryas hinein stattfand.

Die NT3 oder Jüngere Niederterrasse ist an vielen mitteleuropäischen Flüssen erhalten und ihre Ausbildung wurde bisher generell in den Zeitraum vom Meiendorf-, Bölling- oder Alleröd- oder erst nach dem Alleröd-Interstadial bis zum Ausgang der Jüngeren Dryas angesehen (regionale Vergleiche u.a. DAMBECK 2005; URZ 2003; SCHIRMER 1995; SCHELLMANN 1994a). Die älteren Areale der NT3 und der ältere

„Sockelschotter“ an der Basis des NT3-Kieskörpers könnten ebenso wie die NT2 der Donau der von allerödzeitlicher Laacher See-Tephra bedeckten T6-Terrasse im nördlichen Oberrheingraben entsprechen (ERKENS et al. 2009). Dagegen korrelieren die jüngeren Areale der NT3 mit der seit langem bekannten jünger-dryaszeitlichen „Jüngeren Niederterrasse“ des Rheins („Ebinger Terrasse“ bzw. „NT3“ des Niederrheins *sensu* SCHIRMER 1995), die Lagen aus Laacher See-Tephra in ihren Flussbettsedimenten enthält.

Eine Erklärung für die zum Teil scheinbaren Diskrepanzen in der geochronologischen Einstufung dieser jüngsten spätglazialen Terrassenbildung in unseren Tälern als häufig ausschließlich jünger-dryaszeitliche Bildung mag vor allem darin liegen, dass nur wenige Altersdatierungen aus dieser Terrasse vorliegen. Zudem wird oft nicht zwischen der Hauptphase NT3-zeitlicher Sedimentablagerung und den Phasen, in denen Erosion und Talausträumung dominierten, differenziert. Generell umfasst das Bildungsalter einer Terrasse, unabhängig davon, ob es Nieder- oder Holozänterrassen sind, die gesamte Periode ihrer Entstehung, innerhalb deren mehrere Phasen mit dominierender Sedimentakkumulation (= Akkumulationsphase) oder Dominanz des Sedimentexports (= Erosionsphase) auftreten können (hierzu siehe auch SCHELLMANN 1994a: 141). Für die NT3 der Donau scheint eine bedeutende Phase der Sedimentakkumulation die Jüngere Dryas gewesen zu sein und zwar vor allem die zweite Hälfte der Jüngeren Dryas im Zeitraum zwischen etwa 10.500 und 10.200 ¹⁴C. Allerdings reicht die Terrassenbildung der NT3, also die erstmalige Ablagerung NT3-zeitlicher Flussbettsedimente, mindestens bis vor etwa 14.000 ¹⁴C-Jahren zurück. Betrachtet man die Kenntnisse über das Alter der jüngsten Niederterrasse in größeren Tälern des deutschen Mittelgebirgsraums, so gibt es auch dort Befunde, die belegen, dass diese Terrasse neben bedeutenden jünger-dryaszeitlichen Akkumulationen auch Areale umfasst, die vor der Jüngeren Dryas entstanden sind. Zum Beispiel ist die NT3 in der Hamelner Talweitung an der oberen Weser von Aurinnen durchzogen, die weitgehend mit feinklastischen Sedimenten verfüllt sind. Die Verfüllung einer solchen primären Aurinne begann pollenanalytisch belegt im frühen Alleröd und nach der ¹⁴C-Datierung an der Basis eingelagerter Ästchen um 11.550 ± 110 ¹⁴C BP (SCHELLMANN 1994a; SCHELLMANN & SCHIRMER, U. 1994). Größere Areale der NT3 haben also dort schon mindestens im frühen Alleröd existiert und weitere Areale waren noch in Bildung begriffen. Auch die jüngste Niederterrasse im Obermaintal, die Ebinger Terrasse, war schon im frühen Alleröd in Ausbildung (SCHELLMANN & SCHIRMER 1994: 75). Am Mittel- und Niederrhein wurde die NT2 nach SCHIRMER (u.a.1990a;

ders. 1990b) bereits prä-böllingzeitlich zerschnitten, der Rhein floß also bereits im NT3-Flussbettareal. Ähnliches gilt für den Oberrhein, wo die untere Niederterrasse (uNT), die mit hoher Wahrscheinlichkeit der NT2 im Donautal entspricht, nach DAMBECK (2005) im Zeitraum zwischen dem ausgehenden Hochglazial und dem frühen Spätglazial aufgeschottert wurde.

Die holozänen Donauterrassen H1- bis H7 sind große fluviale Umlagerungsperioden innerhalb deren ein oder mehrere Phasen verstärkter und abgeschwächter Umlagerung zusammengefasst sein können (siehe auch SCHELLMANN 1994a: 140ff.). Ihre Bildungszeit beginnt am Übergang vom Würm-Spätglazial zum Holozän und reicht bis zur Regulierung der Donau ab Mitte des 19. Jahrhunderts. Alle holozänen Auenterrassen sind Maänderterrassen. Es liegen keine Hinweise vor, die im Laufe des Holozäns grundlegende Abweichungen von diesem flussmorphologischen Erscheinungsbild der Donau als mäandrierender Fluss, wie von BUCH (u.a. 1988) und MÜNZBERGER (2005) postuliert, belegen. Die starke Tieferlegung der Flussbettsohle am Übergang Spätglazial/Holozän, die sich bis zur Ausbildung der spät-subborealen bis römerzeitlichen H4-Terrasse fortsetzte, konnte durch die wesentlich zahlreicher vorliegenden Schichtenverzeichnisse von Bohrungen, die bis zur Quartärbasis reichen, überprüft und letztlich bestätigt werden. Zum ersten Mal bestand dank des Einsatzes von AMS ¹⁴C-Datierungen die Möglichkeit, absolute Daten zum Bildungsalter der H1- bis H7-Terrassen in diesem Donautalabschnitt zu erhalten. Danach bestätigt sich weitgehend die von SCHELLMANN (1988) vorgenommene Alterseinstufung dieser Terrassen. Dennoch reichen die Altersdaten bei weitem nicht aus, um mehr als nur die großen Umlagerungsperioden, also die Bildungszeiten der Terrassen annähernd zu datieren. Es bedarf wesentlich mehr Datierungen, um Informationen zur Anlage und Ausbaugeschwindigkeit der einzelnen Terrassenflächen bzw. Mäanderbögen zu erhalten und damit Phasen gesteigerter und abgeschwächter Umlagerungstätigkeiten zu erkennen. Letzteres ist essentiell, will man den Ursachen von Flussbettverlagerungen nachgehen und zum Beispiel eine Korrelation zwischen holozänen Flussbettaktivitäten und Klimaschwankungen vornehmen (hierzu auch SCHELLMANN 1994a: 140ff.). Die neuen Befunde zum Alter der Holozänterrassen sind im wesentlichen (Abb. 30):

1. Die ältesten Areale der H1-Terrasse stammen aus dem frühen Präboreal und vermutlich dauerte deren Ausbildung mindestens bis in die zweite Hälfte des Boreals an, folgt man der relativ gut datierten Bildungszeit der H1-Terrasse an der unteren und mittleren Isar (SCHELLMANN et al. 1994). Dort belegen 77 datierte subfossile Kiefern aus H1-Flussbettsedimenten ein Alter der H1-Umlagerungs-

periode von 8.400 bis 9.800 ¹⁴C BP (Abb. 31).

2. Die Bildungszeit der H2-Terrasse fällt generell ins Atlantikum, wobei der genaue Zeitraum weiterhin nur lückenhaft bekannt ist. Um 6.634 ¹⁴C BP war die Terrasse in Bildung begriffen und um 5.900-6.000 ¹⁴C BP existierten schon große Terrassenareale. An der unteren und mittleren Isar weisen 5 Holzalter aus H2-Flussbett-sedimenten auf eine Bildungszeit zwischen 5.300 bis 6.500 ¹⁴C BP hin (SCHELLMANN et al. 1994).
3. Die H3-Terrasse entstand im Subboreal im Zeitraum zwischen ca. 5.100 (?) bis 3.000 ¹⁴C BP.
4. Die Bildung der H4-Terrasse begann nicht erst in der Eisenzeit (u.a. SCHELLMANN 1994a), sondern schon im ausgehenden Subboreal um ca. 2.900 ¹⁴C BP. Sie dauerte bis zum Ausgang der römischen Kaiserzeit um ca. 1.500 ¹⁴C BP an. Dabei deutet sich eine geochronologische Zweiteilung an in a) ältere spät-subboreale Terrassenflächen aus der Zeit zwischen 2.900 – bis ca. 2500 ¹⁴C BP und b) in jüngere früh-subatlantische Terrassenflächen, die erst im Zeitraum zwischen ca. 2.200 bis 1.500 ¹⁴C BP entstanden sind.
5. Die H5-Terrasse entstand im Früh- bis Hochmittelalter zwischen ca. 500 bis 1300 AD.
6. Die H6- und H7-Terrassen der Donau entstanden während der sog. „Kleinen Eiszeit“ von der Mitte des 14. Jahrhunderts bis zur Mittelwasser-Regulierung und Lauffestlegung der Donau ab Mitte des 19. Jahrhunderts. Dabei wurden große Areale der H6-Terrasse bereits vor Mitte des 17. Jahrhunderts ausgebildet, also zu Beginn der Kleinen Eiszeit. Dagegen ereigneten sich besonders ausgeprägte H7-Mäandermigrationen, zumindest lokal im Raum Pfatter, am Ausgang der Kleinen Eiszeit zwischen der Mitte des 18. Jahrhunderts und der beginnenden Donaukorrektur in der Mitte des 19. Jahrhunderts. Aus dem Donautal unterhalb der Isarmündung gibt es historische Belege dafür, dass die großen Mäanderbögen der H6-Terrasse bereits zu Beginn bzw. bis zur Mitte des 16. Jahrhunderts ausgebildet waren und dass sich stärkere H7-Flussbettverlagerungen der Donau im ausgehenden 18. und frühen 19. Jahrhundert ereigneten (SCHELLMANN 1990: 112f.).

Natürlich ist es ein beehrtes wissenschaftliches Anliegen, den Ursachen von Flussaktivitäten nachzugehen und dabei die komplexen Wechselwirkungen zwischen extern ausgelösten Veränderungen (hier vor allem Klimaschwankungen und seit dem Neolithikum der Mensch) systeminterner Faktoren der Flussarbeit sowie selbstgesteuerten autozyklischen Reaktionen („*complex responses*“) auf die konkrete regio-

nale fluviale Dynamik herauszufinden. Für das hier betrachtete Donautal wurden diese Aspekte und deren Auswirkungen auf den lokalen Terrassenbaustil bereits ausführlich bei SCHELLMANN (1994a) diskutiert.

Trotz der besseren geochronologischen Einstufung der würmzeitlichen und holozänen Donauterrassen ergeben sich nur wenige neuen Erkenntnisse, was die Korrelation mit bekannten Klimaschwankungen angeht, wie sie zum Beispiel in den spätglazialen und holozänen Gletscherschwankungen der Schweizer Alpen manifestiert sind (Abb. 30). Der Grund liegt darin, dass weiterhin eine geochronologische Auflösung der einzelnen fluvialen Aktivitätsphasen, innerhalb deren die verschiedenen Terrassenkörper im Wesentlichen entstanden sind, weitgehend fehlt (s.u.).

Zum Beispiel umfasst die Bildung der jüngsten spätglazialen NT3 wahrscheinlich folgende durch das Bölling-Alleröd-Interstadial getrennte Vorstöße der Alpengletscher: das Egesen-, Daun- und Clavadel-Stadium. Dabei wurde in großen Arealen der NT3 der jüngste, von der Terrassenoberfläche bis mindestens zum Grundwasserspiegel reichende NT3-Kieskörper eines verwilderten Donaulaufs vor allem während der Spätphase des Egesen-Stadiums in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas abgelagert. Die NT3-Flussbettablagerungen, die im Liegenden spätglazialer, prä-böllingzeitlicher Torfe im Laberschwemmkegel bei Atting (Abb. 16 und 17) und nördlich der Donau an der Basis der NT3 westlich von Parkstetten (Abb. 18) verbreitet sind, stammen wahrscheinlich aus dem Zeitraum zwischen beginnendem Eisaufbau des Clavadel-Stadiums und dem Abschmelzen der Alpengletscher von den prä-böllingzeitlichen Daun-Moränen (Abb. 30). Die NT2 könnte spätestens während des Geschnitz-Stadiums entstanden sein, dass jünger als 15.400 ^{14}C BP ist (VAN HUSEN 2004; IVY-OCHS et al. 2006) und wahrscheinlich in der Zeit um 17-17,5 ka (ca. 14.500 ^{14}C BP) (IVY-OCHS et al. 2008: 567) seinen Maximalstand erreichte. Ihre Ausbildung könnte aber auch schon während des spät-hochglazialen Eiszerfalls eingesetzt haben. Die Aufschotterung der NT1 endete wahrscheinlich mit dem Abschmelzen der Vorlandvergletscherung von den Äußeren Jungendmoränen vor etwa 17-18.000 ^{14}C -Jahren.

Die älteren Areale der H4-Terrasse könnten vor und während der Göschener Kaltphase I (2,3-3,0 cal BP nach IVY-OCHS et al. 2009; siehe kalibrierte ^{14}C -Alter in Tab. 4) und die jüngeren Areale in der ersten Vorstoßphase von Göschen II zwischen 500-600 AD (IVY-OCHS et al. 2009; siehe kalibrierte ^{14}C -Alter in Tab. 4) entstanden sein. Die H6- und H7-Terrasse sind dagegen ohne Zweifel Bildungen der „Kleinen Eis-

zeit“, die H6 vor allem in deren Frühphase zwischen 1350 bis um 1550 bzw. 1650 AD und die H7 in deren Spätphase um 1750 bis 1850 AD.

Für die älteren holozänen H1- bis H3-Terrassen reichen die Datierungen selbst für tendenzielle Korrelationen zwischen Flussbettaktivitäten und Gletscherschwankungen nicht aus. Die nur punktuell vorliegenden Altershinweise ermöglichen es lediglich den Gesamtzeitraum einer Terrassenbildung, also die Umlagerungsperiode, halbwegs einzugrenzen. Die innerhalb dieser fluvialen Großzyklen auftretenden Phasen gesteigerter und abgeschwächter Flussbettsedimentation sind weiterhin unbekannt. Bei den holozänen Terrassen hat man an verschiedenen deutschen Flüssen versucht, solche Informationen indirekt über die Datierung subfossiler, in den Flussbettsedimenten eingelagerter Baumstämme zu erhalten (u.a. BECKER 1982; BECKER & SCHIRMER 1977; SCHELLMANN 1994a; STRIEDTER 1988). Üblicherweise wurde bei der Darstellung gehäufter Absterbealter von Baumstämmen als Indikatoren für Flussaktivitäten eine Fundortgewichtung der datierten Stämme vorgenommen (Abb. 31). Dadurch kann die Überrepräsentation einer Lokalität mit zahlreichen Baustammfunden in den Diagrammen zur gehäuften bzw. verringerter Einlagerung von Baumstämmen in Flussbettsedimenten abgeschwächt werden.

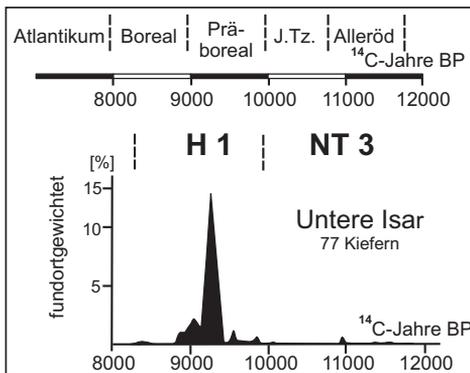


Abb. 31:
Fundortgewichtete Darstellung der Absterbealter subfossiler Hölzer aus H1- und NT3-Flussbettablagerungen der unteren und mittleren Isar nach SCHELLMANN et al. (1994).

Ein direkter Nachweis, dass das gehäufte Auftreten subfossiler Hölzer in Flussbettsedimenten auch tatsächlich mit einer verstärkten Umlagerungsaktivität des Flusses verbunden war, steht allerdings bis heute aus. In der Regel ist weder der konkrete Fundort des datierten Baumstammes innerhalb einer Kiesgrube bzw. aus welcher Sedimentlage bekannt oder dieser Lageaspekt innerhalb eines Terrassenkörpers wurde bei der Auswertung der Daten kaum bis gar nicht berücksichtigt. Dabei treten subfossile Baumstammablagerungen in Flussbettsedimenten öfters gehäuft innerhalb einer Flussrinne auf, während sie in benachbarten großen Arealen der Flussbettsedi-

mente seltener und unregelmäßig verteilt sind. Die Absterbealter solcher punktueller Baumstammkonzentrationen sind aber zumindestens an der jeweiligen Lokalität nicht Ausdruck verstärkter, sondern eher abgeschwächter Flussbettverlagerungen. Als Beispiel für alle anderen bisher publizierten Diagramme subfossiler Baumstammablagerungen in unseren Tälern sei hier die Darstellung spätglazialer und altholozäner Schotterumlagerungen im mittleren und unteren Isartal von SCHELLMANN et al. (1994) genauer betrachtet. Die Häufung der Absterbealter subfossiler Baumstämme in der H1-Umlagerungsperiode zwischen 8.800 und 9.400 ^{14}C BP (Abb. 31) beruht zu einem nicht unerheblichen Teil, nämlich 37 von insgesamt 67 H1-Hölzern, auf Holzfunden aus der in der H1-Terrasse gelegenen kleinen Kiesgrube „Gottfriedingerschwaige“ (Einzeldatierungen in SCHELLMANN et al. 1994). Die damalige Kiesgrube baute den H1-Kieskörper am Außenrand der Terrasse zur spätglazialen NT3 ab und das in etwa in einer Breite wie der natürliche Isarlauf (SCHELLMANN et al. 1994; SCHELLMANN 1990). Es wurden insgesamt 36 Kiefern mit Absterbealter zwischen 9200 und 9500 ^{14}C BP bzw. 9080 (1 Kiefer) ausgebaggert. Diese hier in wenigen Jahrhunderten erfolgte Konzentration subfossiler Baumstämme war ohne Zweifel kein Ergebnis verstärkter lateraler Flussbettverlagerungen der Isar an dieser Stelle mit starker Unterschneidung der Flussufer und ihrer Kiefern. Im Gegenteil, im fast lagestabilen Flussbett wurden über wenige Jahrhunderte hinweg wiederholt Kiefernstämme zusammengeschwemmt und eingesedimentiert. Statt einer fluvialen Aktivitätsphase, wie dies bei alleiniger Betrachtung der Anzahl der pro Zeit eingesedimentierten subfossilen Baumstämme (Abb. 31) suggeriert wird, müsste zumindest aus Sicht der lokalen Befunde aus der Kiesgrube „Gottfriedingerschwaige“ der Zeitraum zwischen ca. 9200 - bis 9500 ^{14}C BP eigentlich eine stark abgeschwächte Phase der Umlagerungsaktivitäten der Isar gewesen sein.

Insofern sind Häufigkeitsverteilungen von Absterbealtern subfossiler Baumstämme aus Flussbettsedimenten nicht zwingend Ausdruck erhöhter und abgeschwächter fluvialer Aktivitäten. Letztere sind nur über die Verbindung von Altersdaten mit dem räumlichen Kontext, also mit der verstärkten oder abgeschwächten Ablagerung von Flussbettsedimenten zu erfassen.

Zu diesem Zweck sollte der Fokus zukünftiger Arbeiten darauf liegen, durch systematische Sondierungen auf den Terrassenflächen, bei denen die interne Reliefigliederung durch primäre Aurinnenscharen und Paläomäander sowie deren raum-zeitliche Entwicklung ebenso berücksichtigt werden wie die verschiedenen Sedimentfazien (u.a. Auelehme, Aurinnensedimente, Flusssande, Flusskiese), organische Proben

von der Basis der Auensedimente oder besser noch aus den unterlagernden Flusssanden und -kiesen zu erhalten und mit Hilfe der AMS ^{14}C -Altersbestimmungsmethode zu datieren. Dadurch könnte, wie in ersten Ansätzen hier gezeigt, eine deutlich bessere Rekonstruktion der Bildungszeit und der Bildungsgeschwindigkeit der holozänen Mäanderterrassen gelingen. Über das Flächenwachstum pro Zeit können genauere Aussagen zu bedeutenden Aktivitätsphasen innerhalb der großen Umlagerungsperioden getroffen und die kausalen Mechanismen zwischen Flussdynamik und externen Einflussfaktoren wie Klima, Mensch sowie autozyklische Reaktionen entlang des Donaulaufs sicherlich besser verstanden werden.

Literatur

- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. – Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. - Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung d. Österreichischen Akad. d. Wiss. 5; Wien.
- BECKER, B. & SCHIRMER, W. (1977): Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main, southern Germany. - *Boreas*, 6: 303 - 321; Oslo.
- BIBUS, E. (1989): Zur Gliederung, Ausbildung und stratigraphischen Stellung von Enzterrassen in Großbaustellen bei Vaihingen an der Enz. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 31: 7-22; Freiburg.
- BIBUS, E. & WESLER, J. (1995): The middle Neckar as an example of fluvio-morphological processes during the Middle and Late Quaternary period. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 100*: 15-26.
- BÖHM, K. & SCHMOTZ, K. (1979): Die vorgeschichtliche Besiedlung des Donautales nordwestlich von Straubing und ihre geologischen Voraussetzungen. – Jahresbericht des Historischen Vereins für Straubing und Umgebung, 81: 39-88.
- BRUNNACKER, K. (1956): Geologische Karte von Bayern 1: 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. – München (GLA).
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geologica Bavarica*, 34; München.
- BRUNNACKER, K. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25.000 von Bayern, Blatt Nr. 7636 Freising Süd. – München.
- BUCH, M.W. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale 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.W. & HEINE, K.I. (1989): Klima-Geomorphologie oder Prozeßgeomorphologie - gibt das jungquartäre fluviale Geschehen der Donau eine Antwort? – Geogr. Rundschau, 40 (5): 16-26.
- BUCH, M. W. & ZÖLLER, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlössen im Raum Regensburg. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 40: 63-84.
- CHOI, S, PREUSSER, F. & RADTKE, U. (2007): Dating of lower terrace sediments from the Middle Rhine area, Germany. – Quaternary Geochronology, 2: 137–142.
- DAMBECK, R. (2005): Beiträge zur spät- und postglazialen Fluß- und Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben. – Diss., Universität Frankfurt.
- ELLWANGER, D. (1988): Würmeiszeitliche Rinnen und Schotter bei Leutkirch/Memmingen. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 30: 207 - 229; Freiburg.
- ERKENS, G., DAMBECK, R., VOLLEBERG, K.P., BOUMAN, M.T.I.J., BOS, J.A.A., COHEN, K.M., WALLINGA, J. & HOEK, W.Z. (2009): Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution. – Geomorphology, 103: 476-495.
- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (1994): Abflußverhalten und Auendynamik der Isar während des Spät- und Postglazials. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 34: 95-110; Düsseldorf.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2003): Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 47: 449-467.
- FUHRMANN, R. (2007): Die obere Niederterrasse der Mulde bei Grimma (Sachsen) und die stratigraphische Gliederung des jüngeren Quartärs. – Mauritiana, 20: 93-105.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Zur Verbreitung und stratigraphischen Gliederung jungquartärer Lechterrassen zwischen Jungendmoränen und Kaufering - erste Ergebnisse. – Bamberger Geogr. Schr., 24; Bamberg.

- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – Geol. Jb., E 25; Hannover.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Geschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, 21: 115-130.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, FR., HEINE, KL., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – Journal of Quaternary Science, 23: 559-573.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – Quaternary Science Reviews:
- KLASEN, N. (2008): Lumineszenzdatierung glazifluvialer Sedimente im nördlichen Alpenvorland. – Inaug.-Diss., Universität zu Köln.
- KROEMER, E., VEIT, A. & NEIDINGER, A. (2007): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 7143 Deggendorf. – Bayerisches Landesamt für Umwelt; Augsburg.
- LECHNER, A. (2005): Paläoökologische Beiträge zur Rekonstruktion der holozänen Vegetations-, Moor- und Flussauenentwicklung im Oberrheintiefland. – Diss., Univ. Freiburg.
- LEGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg a Pleinting. – Bull. de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire: 153-164; Paris.
- MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J. & BENZ, C. (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. – Schlußbericht NFP 31; 2. Aufl., Zürich (v/d/f Hochschulverlag AG an der ETH Zürich).
- MÄUSBACHER, R., SCHNEIDER, H. & IGL, M. (2001): Influence of late glacial climate changes on sediment transport in the River Werra (Thuringia, Germany). – Quaternary International, 79: 101-109.
- MEGIES, Holger (2006): Kartierung, Datierung und umweltgeschichtliche Bedeutung der jungquartären Flussterrassen am unteren Inn. – Heidelberger Geographische Arbeiten, H. 120; Heidelberg.
- MÜNZBERGER, P. (2005): Jungquartäre Talgeschichte der Donau und ihrer Nebenflüsse im Raum Straubing - Deggendorf in Abhängigkeit von natürlichen und anthropogenen Einflüssen. – Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Land-

schaftsökologie und Quartärforschung, 8; Regensburg.

- PENCK, A. (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – Verh. Ges. f. Erdkunde, XI: 39-59; Berlin.
- PRIEHÄUSER, G. (1953): Ortsfremde Gesteinsblöcke in diluvialen Schottern der Donaulandschaft bei Straubing. – *Geologica Bavarica*, 19: 281-296; München.
- REISCH, L. (1974): Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing. *Ldkr. Regensburg*. – *Quartär*, 25: 53-71; Bonn.
- RICKEN, W. (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 32: 109-136.
- 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. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 29; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1994a): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 123-146; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1994b): Zur Talgeschichte der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 1-56; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (2009a): Quartär des Donautals. - Geologische Manuskriptkarte mit Erläuterungen. Blatt Nr. 7039 Mintraching.– Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst (unveröffentlicht).
- SCHELLMANN, G. (2009b): Quartär des Donautals und die quartären Terrassen im Tal der Großen und Kleinen Laaber. - Geologische Manuskriptkarte mit Erläuterungen. Blatt Nr. 7139 Aufhausen.– Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst (unveröffentlicht).
- SCHELLMANN, G. (2009c): Die quartären Terrassen der Großen Laaber. - Geologische Manuskriptkarte mit Erläuterungen. Blatt Nr. 7138 Lanquaid.– Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst (unveröffentlicht).
- SCHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (1994): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte an der Isar. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 79 - 94; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. & SCHIRMER, U. (1994): Zur Altersstellung der Niederterrassen im

- Raum Hameln (unteres Oberwesertal). – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 57-71; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. & SCHIRMER, W. (1994): Die Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser - ein Vergleich. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2007): Quartär des Donautales und die quartären Terrassen des Großen und Kleinen Laabertals. - Geologische Manuskriptkarte mit Erläuterungen. Blatt Nr. L7141 Straubing. – Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst (unveröffentlicht).
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (in diesem Band): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – *Bamberger Geogr. Schr.*, 24; Bamberg.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse. – *Geol. Jb.*, A 71: 370 S.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990a): Die Goldene Meile. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. deuqua-Führer*, 1: 94-98; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990b) mit Beiträgen von SCHIRMER, U. & STRASSER, R: *Flußgeschichte um Düsseldorf*. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. deuqua-Führer*, 1: 228-262; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. – *Z. Geomorph., Suppl. Bd.* 100: 27-51.
- 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.
- SCHMID, D. (1976): Regensburg I. – *Historischer Atlas von Bayern, Teil Altbayern*, 41; München.
- SCHMIDT, W. (1970): Namen der Heimat. – In: LANDRATSAMT STRAUBING (Hrsg.): *Der Landkreis Straubing*: 72-161; Passau.
- STRIEDTER, K. (1988): *Holozäne Talgeschichte im Unterelsaß*. – Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.
- STRUNK, H. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40: 85-96; Hannover.
- UNGER, H.J. (1999): *Zur Geologie im Donautal zwischen Straubing und Pleinting*. – *Documenta naturae*, 128; München.

-
- URZ, R. (2003): Die jungpleistozäne Talfüllung der mittleren Lahn – ein Spiegel der kaltzeitlichen Klimaschwankungen im hessischen Mittelgebirge. – Z. Geomorph. N.F., 47: 1-27.
- van HUSEN, D. (2004): Quaternary glaciations in Austria. – In: EHLERS J & GIBBARD, PL. (eds): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology Part I: 1-13; London (Elsevier).
- WEIDENFELLER, M. (2003): Jungquartäre Flussgeschichte der Mosel im Raum Trier. – GeoArchaeoRhein, 4: 245-258; Münster (Lit Verl.).
- 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.