

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Isar- und Ampertals  
auf Blatt 7537 Moosburg  
– Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2015 bis 2017**

Gerhard SCHELLMANN

**Vorwort**

Die geologische Neuaufnahme des Gradabteilungsblattes 1:25 000 Nr. 7537 Moosburg im Bereich des Isar- und Ampertals unter Einbeziehung der angrenzenden Hochterrassenfluren wurde vom Verfasser im Zeitraum Sommer 2015 bis Frühjahr 2017 durchgeführt.

Die Gestaltung der Kartenlegende erfolgte anhand der morphostratigraphischen Nomenklatur von SCHELLMANN (1988; ders. 1990; ders. 1994; ders. 2010) aus dem unteren Isar- und angrenzenden Donautal. Sie wurde im Isartal ebenfalls schon von FELDMANN (1990; ders. 1994) und FELDMANN & SCHELLMANN (1994) benutzt. Diese Nomenklatur unterscheidet zwischen mittelpleistozänen Hochterrassen (äHT, mHT, jHT), früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrassen (ÜT1 und ÜT2), hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen (NT1 bis NT3) sowie verschiedenen Holozänterrassen (H1 bis H7). Da es sich bei diesen Bildungen um Akkumulationsterrassen handelt, implizieren diese morphostratigraphischen Begriffe gleichzeitig auch zugehörige Terrassenkörper bestehend aus sandig-kiesigen Flussbettsedimenten. Diese können von feinklastischen Deckschichten wie Hochflutablagerungen (Auensedimenten), Löß oder Sandlössen, Anmooren und Niedermooren oder am Talrand auch von Schwemmkegel bedeckt sein. Bis auf die Hochflutablagerungen, deren Verbreitung und Mächtigkeit in dieser Erläuterung beschrieben werden, ist die Ausdehnung der anderen Deckschichten in der Karte als Übersignatur wiedergegeben.

An geowissenschaftlichen Karten, die das Blattgebiet betreffen, sind vor allem die geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt CC 7934 München (UNGER et al. 1991) sowie die Bodenschätzungs-Übersichtskarte von Bayern 1:25 000 Blatt 7537 Moosburg a.d. Isar (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1985) zu nennen. Weitere Informationen lieferten die bereits kartierten geologischen Nachbarblätter der GK25 (Abb. 1) das Blatt 7636 Freising Süd (BRUNNACKER 1959a), das Blatt 7636 Freising Nord (BRUNNACKER 1962), die GK50 Blatt L7538 Landshut (UNGER 1991) und die im Rahmen ihrer Dissertationen durchgeführten Kartierungen der Isarterrassen im Talraum zwischen München und Freising von FELDMANN (1990) und des unteren Isartals von SCHELLMANN (1988).

An nicht veröffentlichten Unterlagen konnten bei der Kartenbearbeitung verschiedene Boden- und Molassekarten des Geologischen Dienstes am Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU), eine Quartärbasiskarte sowie mehrere von Ernst

KROEMER (LfU) erstellte vorläufige geologische Karten des Blattgebiets und seiner Umgebung genutzt werden. Ein besonderer Dank gebührt dem Bauamt der Stadt Moosburg, das freundlicherweise Schichtenverzeichnisse von Bohrungen zur Verfügung stellte.

Diverse historische Karten konnten bei der Rekonstruktion der jüngsten Flussgeschichte von Amper und Isar herangezogen werden. Zu nennen sind die bayerischen Kataster-Uraufnahmen im Maßstab 1:5 000 überwiegend aus den Jahren 1810/11 und 1857 sowie diverse Kartenblätter des topographischen Atlas von Bayern aus den Jahren 1814 bis 1824. Weiterhin wurden die Positionsblätter 1:25 000 Nr. 587 Moosburg aus dem Jahr 1874, Nr. 615 Marzling ebenfalls aus dem Jahr 1874, Nr. 616 Wartenberg (o.J.) und Nr. 558 Landshut West aus dem Jahr 1870 genutzt. Uraufnahmen und Positionsblätter wurden vom Bayerischen Landesamt für Vermessung und Geoinformation genauso zur Verfügung gestellt wie hochauflösende LiDAR-Daten (Gitterweiten 2 m, 1 m und 0,3 m). Weitere historische Karten zu neuzeitlichen Flusslaufverlagerungen der Isar, zu Amper- und Isarkorrekturen aus der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts und dem Beginn des 20. Jahrhunderts häufig im Maßstab 1:5 000 sowie über historische Hochwassergrenzen wurden dankenswerterweise vom Wasserwirtschaftsamt München (WWA München), teilweise auch vom Vermessungsamt Freising und dem Staatsarchiv München (StAA München) zur Verfügung gestellt.

Massenspektrometrische  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von organischem Material wurden durch das AMS  $^{14}\text{C}$ -Labor in Mannheim (Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie GmbH) durchgeführt. Die ESR-Altersbestimmungen an fossilen Schneckenschalen wäre ohne die Nutzung der ESR-Geräte am Institut für Geographie an der Universität zu Köln nicht möglich gewesen. Dem Kollegen Prof. Dr. Helmut BRÜCKNER und seinem Mitarbeiter im Elektronen-Spin-Resonanz (ESR)-Labor Christoph BUROW sei dafür und für die herzliche Aufnahme im Labor besonders gedankt. Die Gammabestrahlung der Proben führten meine Mitarbeiter Dr. Patrick SCHIELEIN und Roland BEER am Helmholtz-Zentrum in München mittels einer  $^{60}\text{Co}$ -Quelle durch. Massenspektrometrische Bestimmungen (ICP-MS) der Urangelhalte der Schneckenschalen sowie der Uran- und Thorium-Gehalte des umgebenden Sedimentes wurden vom Forschungszentrum Jülich GmbH (Dr. Volker NISCHWITZ) durchgeführt. Die Kaliumgehalte der umgebenden Sedimente stammen vom LfU (RFA-Analyse) und dem Kollegen Prof. Dr. Ludwig ZÖLLER (Universität Bayreuth; AAS-Analyse). Die Artenbestimmungen der Schneckenschalen führte überwiegend Dr. Wolfgang RÄHLE (Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart) durch, wofür Ihm herzlichst gedankt sei. An einigen Schneckenschalen wurde die im Rahmen der ESR-Datierungen notwendigen Quantifizierungen der Schalendicke mit Hilfe einer Mikrometerschraube und durch mehrere Kontrollmessungen in Form von Rasterelektronenaufnahmen bestimmt. Für letztere danke ich ganz besonders dem Bamberger Kollegen Prof. Dr. Rainer DREWELLO (Pro-

fessur für Restaurierungswissenschaft in der Baudenkmalpflege) und seiner Frau Dipl.-Biol. Ursula DREWELLO für die tatkräftigen Hilfen bei Vorbereitung und Durchführung der Rasterelektronenaufnahmen. Die in den datierten Schneckenschalen gespeicherte Paläo-Strahlungsbelastung (Paläodosis) wurde mit Hilfe des Programms „simplex-fit“ (Version 1993) und die ESR-Alter mit dem Programm „ESR-Data V.6“ berechnet. Beide Programme wurden von Rainer Grün geschrieben.

Korngrößenanalysen der Matrix von Bodenhorizonten und Sedimenten wurden mit Hilfe der Pipettmethode nach KÖHN & KÖTTGEN, Kalkgehalte gasvolumetrisch nach SCHEIBLER und Kohlenstoffgehalte kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat im Labor der Physischen Geographie an der Universität Bamberg bestimmt.

An dieser Stelle sei dem Kollegen Dr. ERNST KROEMER (LfU) sehr für die hervorragende und tatkräftige Zusammenarbeit gedankt. Einen besonderen Dank gebührt auch den Studenten und Mitarbeitern des Lehrstuhls, darunter dem studentischen Bohrteam, das unter Leitung von Herrn Roland BEER (Laborleiter) zahlreiche Deckschichtensondierungen im Blattgebiet durchgeführt hat. Aber ohne meine Mitarbeiterin Frau Dipl.-Geogr. Silke SCHWIEGER, die in bewährter Weise ihren großen

Sachverstand im GIS- und Grafikbereich eingebracht hat, wäre das Projekt in so kurzer Zeit nicht durchführbar gewesen.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt im Rahmen des Projektes „Flächendeckende geologische Landesaufnahme in der Planungsregion 14 München — Phase 1“. Auch dafür herzlichen Dank.

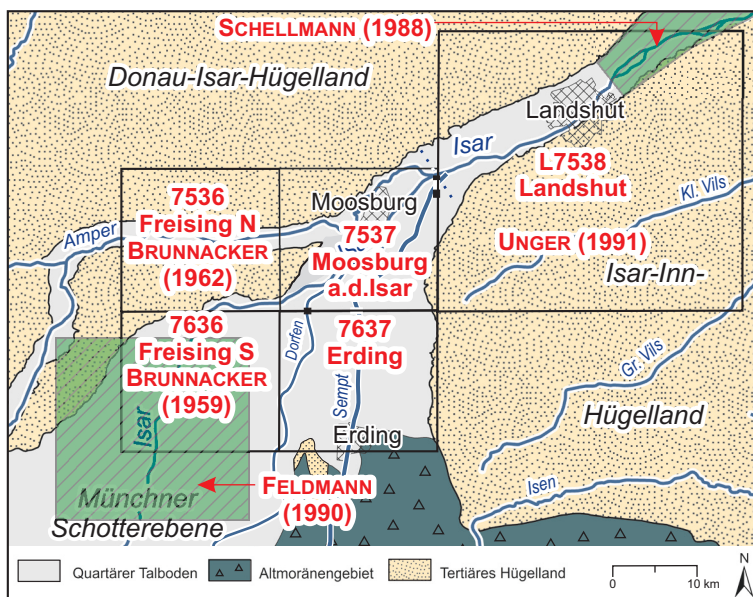


Abb. 1: Übersichtskarte zur Lage des Blattgebiets und in der Umgebung bereits vorliegender geologischer Kartierungen des Isar- und Ampertals.

## 1. Naturräumlicher Überblick

Abb. 1 zeigt die Lage des Gradabteilungsblatt 7537 Moosburg a.d. Isar und die in der Umgebung bereits vorliegenden Kartierungen des Isar- und Ampertals. Dabei handelt es sich um die Kartierungen der Kartenblätter 7636 Freising Süd und 7536 Freising Nord von BRUNNACKER (1959 und 1962) sowie die im Rahmen seiner Dissertation

durchgeführten Kartierungen der Münchener Schotterebene durch FELDMANN (1990). Isarabwärts zählen dazu auch die Kartierung des Isartals von JERZ (in UNGER 1991) im Bereich des Blatts L7538 Landshut sowie die Kartierungen des unteren Isartals unterhalb von Landshut von SCHELLMANN (1988). Das Gradabteilungsblatt 7537 Moosburg liegt nördlich der Moränengebiete alpiner Vorlandgletscher am Nordostrand der Münchener Ebene (Abb. 2), dort wo das mittlere Isartal oder Moosburger Isartal (MICHLER 1994: 114) und das breite Schmelzwassertal der Amper zusammenlaufen. Zur geologischen und geomorphologischen Entstehung der Münchener Ebene sei auf SCHAEFER (1968; ders. 1978) sowie FELDMANN (1991) verwiesen.

Tab. 1: Flächenausdehnung (km<sup>2</sup>) und Flächenanteile (%) der Amper- und Isarterrassen am jungquartären Talboden.

Jungquartärer Talboden - Ampertal	Terrassen	Fläche	Anteil
		[km <sup>2</sup> ]	[%]
Jungholozäne Terrassen		<b>6,66</b>	<b>36</b>
	H7	2,53	14
	H6	1,42	8
	H5	1,51	8
	H4	1,20	7
Mittel- und Altholozäne Terrassen		<b>1,84</b>	<b>10</b>
	H3	1,27	7
	H2	0,52	3
	H1	0,05	0
Niederterrassen		<b>9,01</b>	<b>49</b>
	NT3	1,21	7
	NT2	0,06	0
	NT1	7,74	42
Übergangsterrassen		<b>0,98</b>	<b>5</b>
	ÜT	0,98	5
<i>Gesamtfläche Jungquartär Ampertal</i>		18,50	<b>100</b>
Jungquartärer Talboden - Isartal			
Jungholozäne Terrassen		<b>23,35</b>	<b>32</b>
	H7	12,08	16
	H6	6,55	9
	H5	2,83	4
	H4	1,89	3
Mittel- und Altholozäne Terrassen		<b>0,89</b>	<b>1</b>
	H3	0,49	1
	H2	0,40	1
Niederterrassen		<b>37,50</b>	<b>50</b>
	NT3	36,27	49
	NT2	0,31	0
	NT1	0,92	1
Übergangsterrassen		<b>12,41</b>	<b>17</b>
	ÜT	12,41	17
<i>Gesamtfläche Jungquartär Isartal</i>		74,15	<b>100</b>
Blattgebiet 7537			
Seitentäler der Amper		1,47	<b>1</b>
Seitentäler der Isar		2,09	<b>2</b>
<i>Gesamtfläche Jungquartär Ampertal</i>		18,50	<b>14</b>
<i>Gesamtfläche Jungquartär Isartal</i>		74,15	<b>54</b>
Hochterrassen		9,82	<b>7</b>
Tertiärhügelland		30,98	<b>23</b>
<i>Gesamtfläche TK 7537</i>		137,01	<b>100</b>

Das Blattgebiet hat Anteile an unterschiedlichen Naturräumen. So erstrecken sich zwischen den jungquartären Talböden von Isar und Amper und am Nordrand des Ampertals löß- und sandlößbedeckte Moosburger Hochterrassen (Abb. 2), deren Ältere im Riß-Glazial und deren Jüngere im Riß/Würm-Interglazial entstanden ist. Flächenmäßig nehmen diese kalt- und warmzeitlichen Hochterrassen, deren Verebnungen sich deutlich vom angrenzenden Tertiärhügelland abheben, nur etwa 7% des Kartenblatts ein. Die jungquartären Talböden von Isar und Amper mit ihren Übergangs-, Würm- und Holozänterrassen bedecken fast 70% des Blattgebiets (Tab. 1).

Einige Dezimeter mächtige Deckschichten aus Löß- und Lößlehm oder Sandlöß tragen auch die durch ihre Höhenlage zwischen Talboden und Hochterrassenverebnungen vermittelnden Übergangsterrassen des Früh- bis Mittelwürms, die im Amper- und im Isartal großflächig erhalten sind (Tab. 1).

Innerhalb des von karbonatreichen Kiesen und Auenmergeln geprägten

würmzeitlichen und holozänen Talbodens der Isar beherrschen vermoorte oder anmoorige Flächen des Erdinger Mooses (Abb. 2) mit lokalen Almvorkommen größere Areale der spätwürmzeitlichen Niederterrasse am Südrand des Isartalbodens zwischen Gaden und Moos. Mehrere Flurnamen auf „moos“ wie Viehlasmoos, Trattmoos, Mähmoos- und Viehmooswiesen, Deutmoos, Rothemoos bei Moos weisen auf die

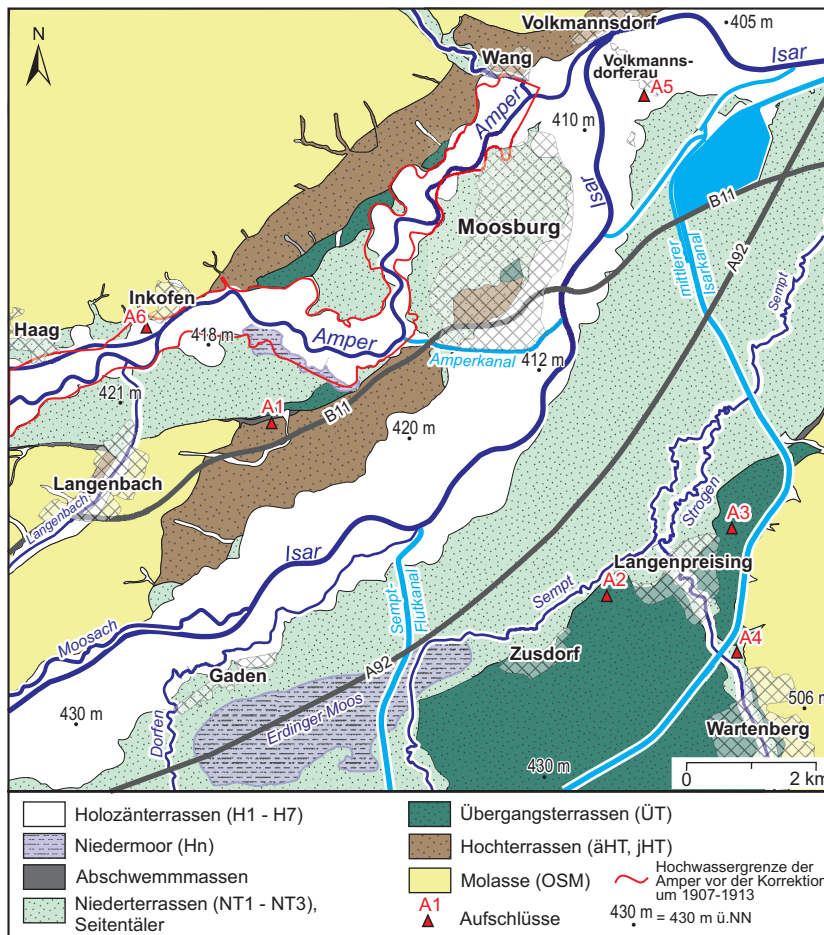


Abb. 2: Übersichtskarte der geologischen Haupteinheiten auf Blatt 7537 Moosburg mit Lage wichtiger Aufschlüsse (A).

Feuchtgebiete Kiesoberflächen und Auelehmdecken verbreitet sind. Zahlreiche, zum Teil wassergefüllte Altarme (Paläomäander) durchziehen die holozänen Amperauen. Sie belegen ehemalige Mäanderverlagerungen, wobei die jüngsten Mäanderbögen im Zuge der neuzeitlichen Flusskorrekturen durchstochen wurden.

Der älteste Naturraum im Blattgebiet ist das häufig ebenfalls von Löß bedeckte und aus Gesteinen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) aufgebaute Tertiärhügelland, respektive Niederbayerische Hügelland. Es bildet im Westen, Nordwesten und Südosten die Umrahmung der mittel- und jungquartären Talfluren von Isar und Amper (Abb. 2). Im Westen und Nordwesten wird es auch als Donau-Isar-Hügelland und im Südosten als Isar-Inn-Hügelland (Bild 1) bezeichnet (u.a. MICHLER 1994). Diese Hügelländer besitzen am Blattgebiet einen Flächenanteil von etwa 23% (Tab. 1). Die dort verbreiteten limnisch-fluvialen Ablagerungen der miozänen Oberen Süßwassermolasse (OSM) aus Wechselfolgen von Kies, Sanden (v.a. Flinzsande; enthalten fein

Existenz zumindest früherer Moorflächen in diesen Gebieten hin. Große Areale des Viehlasmoos und Trattmoos sind heute unter Naturschutz gestellt.

Auch im Ampertal tragen die Niederterrassenflächen am Talrand nördlich der Amper bei Haag und südlich der Amper (u.a. Unteres Moos, Inkofer Moos) zwischen Langenbach und Thonstetten ausgedehnte Nieder- und Anmoore, während außerhalb dieser



Bild 1: Blick über die Übergangsterrasse der Isar westlich von Langenpreising, die im Südosten jenseits des Strogen Tal vom Isar – Inn Hügelland begrenzt wird (Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

glitzernde Glimmerblättchen = „Flinserl“, MICHLER 1994: 44), Mergeln, Tonen und Schluffen bilden auch sonst im Blattgebiet den Untergrund quartärer Ablagerungen. Stratigraphisch handelt es sich dabei primär um häufig kiesige Ablagerungen der Hangendserie, respektive der Oberen Serie und des Nördlichen Vollschoeters, resp. des Hauptschoeters, resp. der Lithozone 2 *sensu* UNGER (1989; ders. 1991). Die OSM besitzt südöstlich von Moosburg eine Mächtigkeit von etwa 215 m (Basis bei ca. 200 m ü. NN). Darunter folgen weitere Molasseablagerungen bis zum Erreichen von Oberkreidegesteinen in ca. 920 m Tiefe (Kap. 6: Bohrung B1).

Dort, wo am Steilufer zur Isar mergelige und tonige Ablagerungen der OSM ausstreichen, wie am Isarprallhang bei und unterhalb von Hagenham, sind bis heute Hangrutschungen sehr aktiv. Auch am Abfall der jüngeren Hochterrasse zur Amperaue östlich von Inkofen treten kleinräumig Hangrutschungen auf. Quellaustritte belegen hier ebenfalls eine oberhalb der Aue ausstreichende Hochterrassenbasis auf wasserstauenden miozänen Feinsedimenten der OSM.

Eine naturräumliche Besonderheit ist das Langenbacher Tal (Abb. 2). Dieses etwa 300 bis 400 m breite Trockental durchschneidet zwischen Marzling im Isartal (7536 Freising Nord) und Langenbach im Ampertal von SW nach NE verlaufend das Amper-Isar-Hügelland. Nach BRUNNACKER (1962: 8) ist es ein altes, im Tertiärhügelland angelegtes Tal, das bei Marzling durch Seitenerosion der Isar unterschritten wurde, wodurch sein Einzugsgebiet verloren ging. Die höchsten Erhebungen liegen am südöstlichen Blatttrand im Isar-Inn-Hügelland mit über 480 bis 500 m ü. NN. Dort liegt östlich des Burgstalls bei Wartenberg mit 510 m ü. NN auch der höchste Punkt im Blattgebiet. Allerdings ist auch das Donau-Isar-Hügelland im Westen und Norden des

Blattgebiets mit Höhen von fast 500 m ü. NN nur unwesentlich niedriger. Dort sind die Talquerschnitte oft asymmetrisch mit steilen west- und südexponierten Hängen und flach abfallenden ost- und nordostgeneigten Hängen. Letztere besitzen häufig Lößwächten, die während der Kaltzeiten unter periglazialen Klimabedingungen nach Osten vorgebaut wurden, was zur Hangverflachung führte. Die sonnenreicheren Süd- und Westhänge unterlagen dagegen in diesen Zeiten mit Dauerfrostboden bedeutenden gelsolifluidalen Hangabtragungen mit entsprechender Versteilung der Mittel- und Oberhänge.

Den niedrigsten Bereich bilden die holozänen Talauen der Isar mit Geländehöhen von etwa 432 m ü. NN am südwestlichen Kartenrand und 402 m ü. NN am nordöstlichen Blattrand, dort, wo die Isar das Blattgebiet verlässt und wenige Kilometer talabwärts im Raum Landshut in das kastenförmig eingeschnittene Tal der unteren Isar eintritt (Abb. 2).

Auch das annähernd in west-östlicher Richtung verlaufende Ampertal bildet mit einer durchschnittlichen Breite des jungquartären Talbodens von ca. 1,5 bis 2 km eine markante Tiefenzone im Blattgebiet. Es besitzt Höhenlagen von etwa 420 m ü. NN am westlichen Blattrand und 408 m ü. NN im Bereich seiner Ausmündung ins Isartal am Isareck unterhalb von Wang. Damit hat das Ampertal ein Gefälle von etwa 1,1‰, die holozänen Isarauen zwischen Hangenham und Volkmannsdorferau dagegen ein deutlich höheres Gefälle von etwa 1,8‰.

Das gesamte Blattgebiet wird durch die Isar entwässert, die an der Ampermündung einen gemittelten Abfluss von 122 m<sup>3</sup>/s besitzt (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN 1980: Tab. 12.6). Bedeutende Zuflüsse (Abb. 2) sind südlich der Isar die Bäche Dorfen (ohne Abflussdaten), Sempt mit einem mittleren Abfluss (MQ) von 2,3 m<sup>3</sup>/s (Zeitraum 1976 bis 2016) und Strogen (ohne Abflussdaten). Dabei kann die Sempt bei Hochwasser extrem anschwellen und durchaus Abflussmengen von 195 m<sup>3</sup>/s erreichen, wie dies beim Jahrhunderthochwasser vom September 1920 der Fall war (Mittlere Isar AG 1926: 52). Nördlich der Isar sind es die Moosach mit einem MQ von 2,53 m<sup>3</sup>/s (Zeitraum 1990 bis 2012) und die Amper, die am Pegel Inkofen (Zeitraum 1926 bis 2016) einen gemittelten Abfluss von 44,9 m<sup>3</sup>/s besaß.

Hinsichtlich der Wasserführung besitzt die Isar den Abflussgang eines alpinen Flusses mit hohen Abflussspitzen vor allem in den Sommermonaten Mai bis August. Dabei lagen im Zeitraum von 1959 bis 2012 die niedrigsten Abflusswerte am Pegel Freising bei 5 bis 6 m<sup>3</sup>/sec und die höchsten Werte bei 650 bis 1050 m<sup>3</sup>/sec. Die niedrigsten Abflusswerte am unterhalb des Werkkanals der Amper gelegenen Pegel Inkofen lagen im Zeitraum 1926 bis 2012 bei 16 bis 20 m<sup>3</sup>/sec., während bei Hochwasser Abflusswerte von 240 bis 300 m<sup>3</sup>/sec. auftraten. Abflussspitzen treten an der



Bild 2: Begradigter und kanalisierter Isarlauf unterhalb der Brücke nach Oberhummel (Photo: G. SCHELLMANN März 2016).

Amper vor allem in den Sommermonaten Juni bis August auf. Die Abflussdaten stammen vom gewässerkundlichen Dienst Bayern (Internet-Abfrage im Dez. 2016).

Heute ist die im natürlichen Zustand durch Kiesbänke in zahlreiche Flussarme verzweigte Isar vollständig begradigt und mit Hochwasserdämmen kanalartig eingefasst (Bild 2). Diese flussbaulichen Maßnahmen begannen teilweise schon im ausgehenden 19. Jahrhundert. Isaraufwärts oberhalb der Brücke nach Oberhummel war das schon ab dem Jahre 1869 der Fall. Dort war die Begradigung und Lauffestlegung der Isar schon um 1895 weitgehend abgeschlossen (Staatsarchiv München, Akte Wasserwirtschaftsamt 1402/1 und 1402/4 „Isarkorrektion bei Oberhummel im Jahr 1895“).

Weiter isarabwärts fanden die Korrekturen der Isar erst später statt. Zwischen der Brücke von Oberhummel und Moosburg war das vor allem in den Jahren 1910 bis 1919 der Fall (Pläne des Wasserwirtschaftsamt München aus den Jahren 1910 bis 1920; SEIBERT 1962: 16) und unterhalb von Moosburg bis zum Jahr 1928 (HEINDEL 1936: 39, 43). Im Rahmen dieser umfangreichen Flusskorrekturen entstand zwischen 1906 bis 1908 auch das unterhalb von Moosburg gelegene ältere Uppenborn-Kraftwerk (Bauzeit 1928 bis 1930), was flussaufwärts im Raum Moosburg zu einer Erhöhung der Flussbettsohle führte (HEINDEL 1936: 104).

An der mäandrierenden Amper wurde ein erster Mäanderdurchstich im Blattgebiet südlich von Wang wenige Jahre vor 1857 durchgeführt. Er ist bereits in den erstmalig revidierten bayerischen Kataster-Uraufnahmen aus dem Jahr 1857 vorhanden. Die eigentlichen Korrektionsarbeiten fanden aber mit über einem Dutzend Mäanderdurchstichen und Bau von Hochwasserdämmen Anfang des 20. Jahrhunderts zwischen 1907 bis 1913 statt (KÖNIGLICHES STRASSEN- UND FLUSSBAUAMT MÜNCHEN 1914).

Dabei verkürzte man die ursprüngliche Länge der Amper im Blattgebiet um fast 9% von rd. 17 km im Jahr 1811 auf heute 15,5 km. Damit ging eine leichte Erhöhung des Flussgefälles einher von 0,6 bis 0,7‰ auf 0,7 bis 0,9‰ (KÖNIGLICHES STRASSEN- UND FLUSSBAUAMT MÜNCHEN 1914). Zu Zwecken der Energiegewinnung wurde südlich von Haag im Jahr 1923 der Amper-Werkkanal und das Kraftwerk Haag gebaut, in dem bis Inkofen ein Großteil des Amperwassers fließt.

Durch den Bau des 65 km langen Kanals der Mittleren Isar zwischen 1920 und 1930 (u.a. MITTLERE ISAR AG 1926; MITTLERE ISAR AG 1931; HEINDEL 1936: 94ff.; BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN 1980: 34) mit vier innerhalb der Kanalstrecke gelegenen Kraftwerken (1925-29) hat die Isar viel Wasser verloren. So liegt heute der Abfluss der Isar an der Abzweigung des Mittleren Isarkanals bei etwa 15 m<sup>3</sup>/s, während bis zu 150 m<sup>3</sup>/s in den Mittleren Isar-Kanal abgeleitet werden (WASSERWIRTSCHAFTSAMT MÜNCHEN, Internet Nov. 2016). Das führte nach HEINDEL (1936) in der Isaraue zwischen Moosach und Moosburg schon wenige Jahre nach Bau des Kanals zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels um einige Dezimeter, nach SEIBERT (1962: 17) um fast einen Meter im Jahr 1961.

Der Mittlere Isar-Kanal tritt östlich von Mitterlern am Thenner See ins Blattgebiet ein und mündet auf dem östlichen Nachbarblatt etwa 2,5 km oberhalb von Landshut und unterhalb des jüngeren Uppenborn Kraftwerks II (Baujahr 1951) in die Isar. Letzteres erhält zudem über den Amper-Überleitungskanal zusätzlich noch bis zu 30 m<sup>3</sup>/s Amperwasser (SCHEURMANN 1981: 31).

Weitere bedeutende Kanalbauten sind im Isartal der Strogenkanal, der ein Teil des Wassers der Strogen bei Langenpreising abführt. Strogenkanal und Strogen münden weiter talabwärts in die Sempt. Weiterhin ist der Semptflutkanal zu nennen, der im Zusammenhang mit dem Bau des Mittleren Isarkanals in den Jahren 1922 bis 1924 zum Hochwasserschutz des Isartals gebaut wurde. Er leitet bei einem Sempt-Hochwasser bis zu 140 m<sup>3</sup>/s Wasser (MITTLERE ISAR AG 1926: 54) auf kürzestem Weg nach Norden zur Isar ab.

Großklimatisch liegt das Blattgebiet im Alpenvorland mit seinen häufigen Föhn-Wetterlagen und nach der Klimaklassifikation von KÖPPEN & GEIGER (1961) in einem kühlgemäßigten immerfeuchten Cfb-Klima mit warmen Sommern. Dabei erreichen in Moosburg (445 m ü. NN) die Jahresdurchschnittstemperaturen im Mittel 8,2°C mit mittleren Temperaturmaxima von 17,6°C im wärmsten Monat Juli und mittleren Monatsminima von -2°C im kältesten Monat dem Januar. Die mittlere Jahresschwankung der Temperaturen liegt bei etwa 19,6°C (<http://de.climate-data.org/>, Internet Nov. 2016). Am im Erdinger Moos gelegenen Münchener Flughafen (446 m ü. NN) lagen nach Deutschem Wetterdienst (<http://www.dwd.de>, Internet Nov. 2016) die gemittelten Jahresdurchschnittstemperaturen zwischen 1981 bis 2010 in ähnlicher Höhe bei 8,7°C.

Die mittlere Jahresschwankung der Temperatur erreichte in dieser Zeit vergleichbare Amplituden von im Mittel 19,3°C. Die mittleren Jahresniederschläge erreichten in Moosburg in der Normalperiode zwischen 1981 bis 2010 Summen von etwa 847 mm und am Münchener Flughafen im Erdinger Moos 834 mm. Die niederschlagsreichsten Monate waren an beiden Standorten die Sommermonate Juni, Juli, August mit gemittelten Monatniederschlägen von jeweils um die 100 ± 10 mm pro Monat. In den trockenen Wintermonaten liegen die Niederschläge im Monatmittel oft bei unter 60 mm. Der niederschlagsärmste Monat ist häufig der Februar mit unter 50 mm Monatmittel. Auch diese Temperatur- und Niederschlagsdaten stammen vom Deutschen Wetterdienst (<http://www.dwd.de>, Internet Nov. 2016).

Vor allem im Sommerhalbjahr können lokale Gewitter mit Hagelschlag und Sturmböen große Niederschlagsvariationen hervorrufen. Im Herbst und Winter ist bei Hochdruckwetter und schwachen Ostwindlagen mit bis zu 70 Tagen im Jahr in den Moorgebieten des Erdinger Moores und den Talböden des Isar- und Ampertals Nebel verbreitet (DEUTSCHER WETTERDIENST 2008: 286f.). Im Winterhalbjahr ist in Moosburg an etwa 16 bis 112 Tagen mit Schneebedeckung zu rechnen, wobei die mittlere Andauer einer Schneebedeckung bei etwa 46 Tagen liegt (Untersuchungszeitraum 1951/52 bis 1995/96, Quelle: Arbeitskreis KLIWA. o.J.: Anlage 1). Die vorherrschende Windrichtung ist Südwest, West bis Nordwest.

Bezüglich der Bodennutzung überwiegt auf den löß- und sandlößbedeckten Terrassenflächen der Hoch- und Übergangsterrassen und ihren fruchtbaren Parabraunerden und Braunerden eine ackerbauliche Nutzung. Diese ist auch auf den kiesigen oder von Auelehmen bedeckten Talgrundterrassen des Ampertals und ihren unterschiedlich entwickelten Auenböden (Auenpararendzinen, Auenbraunerden) weit verbreitet. Auf den Spätglazial- und Niederterrassen des Isartals findet man eine ackerbauliche Nutzung vor allem im Bereich der trockeneren Standorte, also außerhalb der dort trotz Grundwasserabsenkung heute noch erhaltenen Niedermoor- und Anmoorgebiete. Letztere verdanken ihre Entstehung geringen Grundwasserflurabständen vor allem im Randsenkenbereich und den zahlreichen ehemaligen Flussrinnen der jüngsten wärmzeitlichen Niederterrasse der NT3. Diese Feuchtgebiete tragen heute meist Grünland und wurden erst seit der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts systematisch kultiviert. Die jungen mittelalterlichen bis neuzeitlichen Talauen der Isar und ihre insgesamt wenig entwickelten Auenböden (Auenrohböden, Auenpararendzinen, Auenrendzinen) auf Auenmergeln oder auf Kalkschottern tragen indessen großflächig einen häufig 1 bis 1,5 km breiten Auwald. Ältere holozäne Auenflächen vor allem in der Volkmanndorferau werden dagegen ackerbaulich genutzt. Eine ausführliche Darstellung der Auenvegetation der Isar im Blattgebiet und ihre Beeinflussung durch den Menschen gibt SEIBERT (1962).

Zwischen Haag und oberhalb von Kirchamper bilden die am Talhang oder am Terrassenhang der Hochterrasse zur Amperniederung unter quartären Lockersedimenten oder Amperkiesen anstehenden feinklastischen Tertiärschichten Wasserstauer, die sich am Unterhang in Form von Quellaustritten und Quellschichten bemerkbar machen.

Der Abbau quartärer Kiese und Sande im Blattgebiet konzentriert sich von kleinen Gemeindekiesgruben auf der jüngeren Moosburger Hochterrasse westlich von Moosham und der Übergangsterrasse zwischen Langenpreising und Zustorf abgesehen auf zwei größere Kiesgruben. Eine Kiesgrube baut die Isarschotter der Spätwürmterrasse (NT3) nördlich von Aich ab und eine andere Kiesgrube südlich von Grünseiboldsdorf jungholozäne Isarablagerungen. Beide Kiesgruben besitzen bei hochstehendem Grundwasserspiegel leider kaum stehende Wände und lieferten so keine Informationen über Aufbau und Schichtungsbild der dort abgebauten Isarkiese.

## 2 Erdgeschichte

### 2.1 Quartär

Mit dem Beginn des Quartärs führten extreme Klimaschwankungen zu einem neuen Abschnitt der Landschaftsgeschichte, dem „Eiszeitalter“, das durch eine Vielzahl längerer Kalt- und kürzerer Warmzeiten geprägt ist. Dabei begann der längste Abschnitt des Quartärs, das Pleistozän, vor etwa 2,6 Mio. Jahren und endete mit einer letzten Kaltphase, der Jüngeren Dryas, vor 11.650 Kalenderjahren bzw. 10.000 <sup>14</sup>C-Jahren. Anschließend folgte die heutige Warmzeit, das Holozän, das von alt nach jung in die Vegetationsperioden Präboreal, Boreal, Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum untergliedert wird.

In den pleistozänen Eiszeiten waren Alpen und Alpenvorland mehrfach vergletschert, wobei das Blattgebiet zum nördlich gelegenen nicht vergletscherten, aber durch Dauerfrostboden geprägten Periglazialraum gehörte. Spätestens während der Riß-Kaltzeit erreichte der Inn-Gletscher seine größte Ausdehnung im Alpenvorland und erreichte sogar Erding, nur etwa 9 bis 10 km südlich der Blattrandgrenze. Die dort erhaltene Erdinger Altmoräne inklusive der nördlich angrenzenden Erdinger Hochterrasse sind wahrscheinlich Hinterlassenschaften dieses mindestens rißzeitlichen Gletschervorstößes (siehe auch BRUNNACKER 1965). Auch die älteren Moosburger Hochterrassenkiese bei Oberhummel dürften in dieser Zeit von Schmelzwasserströmen der Isar abgelagert worden sein. Die übrigen jüngeren Hochterrassenflächen im Blattgebiet sind wegen der Funde von im Kies eingelagerten warmzeitlichen Schneckenfaunen erst im Riß/Würm-Interglazial entstanden.

Die Schmelzwässer der alpinen Vorlandvergletscherungen schufen durch intensive Seitenerosion bei gleichzeitiger Tendenz zur Aufhöhung der Flussbettsohle die aus überwiegend würmzeitlichen Schmelzwasserkiesen aufgebaute Münchener Ebene und auch den ungewöhnlich breiten Talboden der Amper. Dort, wo in den Interglazi-

alen durch fluviale Tiefenerosion schmale Flussrinnen in die Talsohle eingeschnitten und mit Kiesen verfüllt wurden, können diese nachfolgend überschottert und dadurch heute im Liegenden jüngerer Ablagerungen als ältere Sockelschotter (Liegendschotter) erhalten sein. Das betrifft einzelne Hochterrassenprofile nordöstlich von München (BRUNNACKER 1965) und ebenso weite Niederterrassenareale in der nördlichen Münchener Ebene, wo ausgeprägte Tiefenrinnen in der tertiären Talsohle auftreten (u.a. FELDMANN 1990: 180 ff., Beilage 1). Zur Erforschungsgeschichte der Münchener Ebene sei auf die ausführliche Darstellung bei FELDMANN (1990: 166ff.; ders. 1991), zur Erforschungsgeschichte der Flussterrassen von Isar und Amper sei auf FELDMANN (1990) und SCHELLMANN (1988) und dort zitierter Literatur verwiesen.

Kaltzeitliche Klimabedingungen hatten zur Folge, dass von wenigen kurzen Auftau-perioden in den kräftigeren Interstadialen abgesehen, Dauerfrostboden vorherrschte. Dadurch konnten Schneeschmelz- und Niederschlagswasser nicht mehr versickern. Deren Abflussrinnen durchziehen heute als abflusslose Dellentälchen die Hochterrassenflächen zwischen Amper- und Isartal und am Nordrand des Ampertales unterhalb von Inkofen. Sie besitzen eigene Sedimentfüllungen, die in der Karte als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst sind, da sie verschiedener Herkunft (fluviatil, abluativ, gelisolifluidal, kolluvial) und unterschiedlichen Alters sein können. Schon bei geringer Hangneigung kam es zur Gelisolifluktion und bei sommerlicher Schneeschmelze zu abluationsbedingten Sedimentverlagerungen. An den Mündungen von Dellentälchen und Seitentälern bildeten sich häufiger größere Schwemmkegel und am Außenrand der würmzeitlichen Talböden kam es lokal zur Ablagerung von Abschwemmmassen und Fließerden. Diese Hangfußsedimente prägen heute noch gemeinsam mit jungen Ackerkolluvien den Hangfuß zum Beispiel am Anstieg vom jungquartären Talboden des Ampertals zur jüngeren Moosburger Hochterrasse bei Moosham.

Beides, Gelisolifluktion und Abluation, führten zu saisonal stark erhöhten Sedi-menteinträgen in Amper und Isar, wodurch beide Flüsse in dieser Zeit zu starken Flusslaufverwilderungen („*braided river*“) neigten. Dies wurde zusätzlich noch dadurch unterstützt, dass infolge des kaltzeitlichen Klimas der Jahresabfluss beider Flüsse insgesamt geringer war als heute und sich in extremer Weise in Form von Gletscherschmelzwässern auf das späte Frühjahr und den Frühsommer konzentrierte. Extreme jahreszeitliche Abflusskonzentration und hohe Sedi-menteinträge führten im Isar- und Ampertal zur Ausbildung ausgedehnter kaltzeitlicher Flussterrassenkörper (Tab. 2) wie die ältere rißzeitliche Moosburger Hochterrasse (äHT), die jüngere Riß/Würm-interglaziale Moosburger Hochterrasse (jHT), eine früh- bis mittelwürmzeitliche Übergangsterrasse (ÜT), eine hochwürmzeitliche Niederterrasse (NT1) sowie zwei *post*-hochwürmzeitliche Niederterrassen (NT2 und NT3).

Sandstürme, Staubstürme und Staubablagerungen (Löß) sind auch im Blattgebiet ein weiteres Phänomen kaltzeitlicher Morphodynamiken. Zum Teil mehrere Meter mächtige Lößdecken und Sandlössе auf den Moosburger Hochterrassen resultieren ebenso daraus, wie die meist nur wenige Dezimeter mächtigen Lössе, Lößlehme und Sandlössе auf den Übergangsterrassen von Amper und Isar. Die häufig hohen Feinsandanteile in diesen äolischen Deckschichten weisen auf die nahe Lage dieser Terrassen zum Auswehungsgebiet hin, dem breiten würmzeitlichen Flussbett von Isar und Amper. Wahrscheinlich spielte bei der Ablagerung der Sandlössе und ihrem hohen Feinsandanteil auch die Lage des Blattgebiets oberhalb der Landshuter Talenge eine Rolle, indem im Würm-Hochglazial ein dadurch ausgelöster Düseneffekt die Windstärke der von Süden und Südwesten wehenden Gletscherwinde (katabatische Fallwinde) zusätzlich verstärkte.

Im Gegensatz zu den Kaltzeiten herrschte in den zwischengeschalteten, relativ kurzen Warmzeiten, wie dem Holozän, fast eine morphodynamische Ruhezeit. Sie wurde ermöglicht durch eine dichte Waldvegetation mit ausgedehnten Vermoorungen auf den Niederterrassen sowie durch die im Vergleich zur Kaltzeit relativ ausgeglichenen ganzjährigen Abflussmengen von Amper und Isar. Bei insgesamt deutlich reduziertem Sedimentaufkommen führte dies dazu, dass spätestens an der Wende Spätglazial/Holozän bei Talgefällen von unter 1‰ Bäche und Flüsse wie die Amper nicht mehr verwilderten, sondern mäandrierten. Bei höherem Tagefalle wie das der Isar verringerte sich zumindest die Anzahl der Flussarme und aus einem verwilderten wurde ein verzweigter Fluss mit einigen doch recht lagestabilen bewaldeten Flussinseln. Die mäandergeformten holozänen Terrassen der Amper und die von einem verzweigten Fluss hinterlassenen Postglazialterrassen der Isar entstanden in unserer holozänen Warmzeit, die jüngere Moosburger Hochterrasse dagegen in der vorletzten Warmzeit, dem Riß/Würm-Interglazial.

Spätestens ab dem mittleren Holozän, dem Neolithikum, hat dann der Mensch mit intensiven Waldrodungen und Ackerbau wieder eine Offenlandschaft geschaffen und nachfolgend zunehmend stärker in den Naturhaushalt eingegriffen. Meliorationen, Torfabbau, Grundwasserabsenkungen und Winderosion führten zum Rückgang der ehemals ausgedehnten Niedermoorflächen nach Mitte des 19. Jahrhunderts. Zahlreiche Staubstürme in den 1930er bis 1960er Jahren (SEPP & STEIN 2006; KARL 1965: 5) waren eine Folge der Trockenlegung dieser Moosflächen. Begräbigungen und Eindeichungen zwangen Isar und Amper in ein künstliches Korsett, dass Flussbettverlagerungen weitgehend beendete. Grundwasserhöhen und Grundwasser-Fließrichtungen wurde zudem durch die Kanalbauten Mittlerer Isarkanal, Semptflutkanal, Strogenkanal, Werkkanal der Amper, Amper-Überleitungskanal stark verändert.

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

### 3. Quartäre Schichtenfolge

Die oberflächennahen geologischen Verhältnisse gewähren Einblick in die Erdgeschichte seit dem jüngeren Tertiär, von der miozänen oberen Süßwassermolasse (vor allem Fluviale und Limnische Süßwasserschichten) bis hin zu den neuzeitlichen Ablagerungen von Amper und Isar. Dabei bestehen etwa 77% der Oberfläche im Blattgebiet (Tab. 1) aus wenige Meter mächtigen quartären Ablagerungen. Jungtertiäre Gesteinsfolgen stehen zwar nur in knapp einem Viertel des Blattgebiets an der Oberfläche oder sehr oberflächennah an, sind aber im Liegenden aller quartären Schichten verbreitet.

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

#### 3.1 Quartär

Die quartären Ablagerungen und Formen im Blattgebiet werden dominiert von den jungquartären Talböden von Amper und Isar, in denen zahlreiche holozäne Postglazialterrassen erhalten sind (Tab. 2). Diese holozänen Flussauen bilden aber meistens nur relativ kleine Terrassenmosaik beiderseits der korrigierten und eingedeichten Flussläufe. Sie werden größtenteils begleitet von ausgedehnten würmzeitlichen Terrassenfluren, an der

Tab. 2: Stratigraphische Übersicht der im Blattgebiet verbreiteten Flussterrassen von Isar und Amper. In Klammern die Nomenklatur der Isarterrassen von SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990).

Age (Ka)	International			Bavaria				Isar- und Ampertal	
	Marine Isotop Stage	Magnetostr.	System (Str.-Seits)	Stratigraphie		Terrassen			
11,5	1		Holozän	Holozän			Postglazialterrassen	<b>Holozänterrassen (H)</b> H1 - H7	
32	2		Upper (Late) Pleistocene	Jungpleistozän	Wü r m	Ober-Wü r m	Spät-wü r m	Niederterrassen	<b>Niederterrassen</b> NT3 NT2 NT1
70	3		QUATERNARY	Jungpleistozän	Wü r m	Mittel-wü r m	Übergangsterrassenschotter	Übergangsterrassen	<b>Übergangsterrassen</b> ÜT2 ÜT1
	4					Früh-wü r m			
	5a								
	5d								
115	5e								
132	5e				Riß/Wü r m				<b>Jüngere Moosburger Hochterrasse (jHT)</b>
	6								<b>Ältere Moosburger Hochterrasse (äHT)</b>
			Middle Pleistocene	Mittelpleistozän					
	10								
	11					Mindel/Riß			
	12		Altpleistozän	Altpleistozän		Mindel	Jüngere Deckerschotter		

Amper häufig beiderseits der Amperauen (Abb. 2), an der Isar vor allem südlich und südöstlich der Isarauen. Die würmzeitlichen Terrassenflächen bestehen stratigraphisch aus bis zu drei hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen sowie einer früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (Tab. 2). Letztere

bildet morphologisch oft den Übergang von den Talgrundterrassen zu den Hochterrassen des Talrandes. Durch ihre Löß- und Sandlößdecke hebt sie sich von den hoch- und spätwürmzeitlichen sowie holozänen Talgrundterrassen zusätzlich ab.

Zwischen Isar- und Ampertal und am Nordostrand des Ampertals (Abb. 2) erstrecken sich außerdem ausgedehnte Hochterrassenfluren, die von ihrer morphologischen Höhenlage und vom Alter her in eine tiefere jüngere Moosburger Hochterrasse (jHT) und in eine höhere ältere Moosburger Hochterrasse (äHT) unterteilt werden können (Abb. 3). Die Bezeichnung „Moosburger“ Hochterrassen wurde hier neu eingeführt, um Vergleiche mit anderen Hochterrassengebieten im bayerischen Alpenvorland wie u.a. die „Erdinger“, „Augsburger“, „Langweider“, „Meringer“, „Dillinger“ oder „Straubinger“ Hochterrasse zu vereinfachen. Zeitlich sind die Flussschotter der jHT im Riß/Würm-Interglazial und die der äHT im Riß-Glazial abgelagert worden (Tab. 2; s.u.).

### 3.1.1 Pleistozän

#### 3.1.1.1 Ältere Moosburger Hochterrasse (äHT)

*Mittelpleistozän (international: Mittelpleistozän), Riß*

Nachdem Ludwig v. AMMON (1894) die Erdinger Hochterrasse im südlich angrenzenden Blattgebiet Erding beschrieben hatte, waren es PENCK & BRÜCKNER (1909: 71), die als Erste die zwischen Ampertal und Münchener Ebene bzw. die von Ober- und Niederhummel bis Moosburg sich erstreckenden lößbedeckten höheren Terrassenfluren als Hochterrassenbildungen einstufen. Das Auftreten von Sandlagen im Kieskörper mit warmzeitlichen Molluskenfaunen u.a. in Form der *Fagotia acicularis* FÉRUSAC (NATHAN 1953; BRUNNACKER & BRUNNACKER 1962; BRUNNACKER 1965; ders. 1966; KOVANDA 2006) führte auch zur Bezeichnung „Fagotien-Schotter südwestlich von Moosburg“ (NATHAN 1953; BRUNNACKER 1966). Dieser entspricht hier der jüngeren Moosburger Hochterrasse (jHT).

Die ältere Moosburger Hochterrasse (äHT) ist nur im westlichen Areal des zwischen Amper- und Isartal gelegenen Moosburger Hochterrassenspornes erhalten (Abb. 3). Sie erstreckt sich dort in etwa 439 bis 441 m Höhe ü. NN (ca. 15 bis 16 m ü. Isaraue) als bis zu 1 km breite Terrassenfläche entlang des Anstiegs zum Niederbayerischen Hügelland im Westen und Nordwesten. Im Osten grenzt sie an die jHT, deren Oberfläche westlich von Grünseiboldsdorf mit 433 bis 435 m ü. NN (ca. 12 bis 14 m ü. Isaraue) ihre maximale Höhenlage erreicht. Zwischen Windham und Oberhummel besitzt die äHT einen 19 bzw. 10 m hohen Steilabfall zum angrenzenden spätwürmzeitlichen und holozänen Isartalboden (Bild 3) und im Nordosten in der Flur „Moosacker“ einen ähnlich hohen Steilabfall zum hochwürmzeitlichen Talboden des Ampertals (Bild 4).

Die äHT ist häufig von über 4 m mächtigen Lößdeckschichten bedeckt. BRUNNACKER (1966: Abb. 5) beschreibt von der heute völlig eingeebneten Kiesgrube von

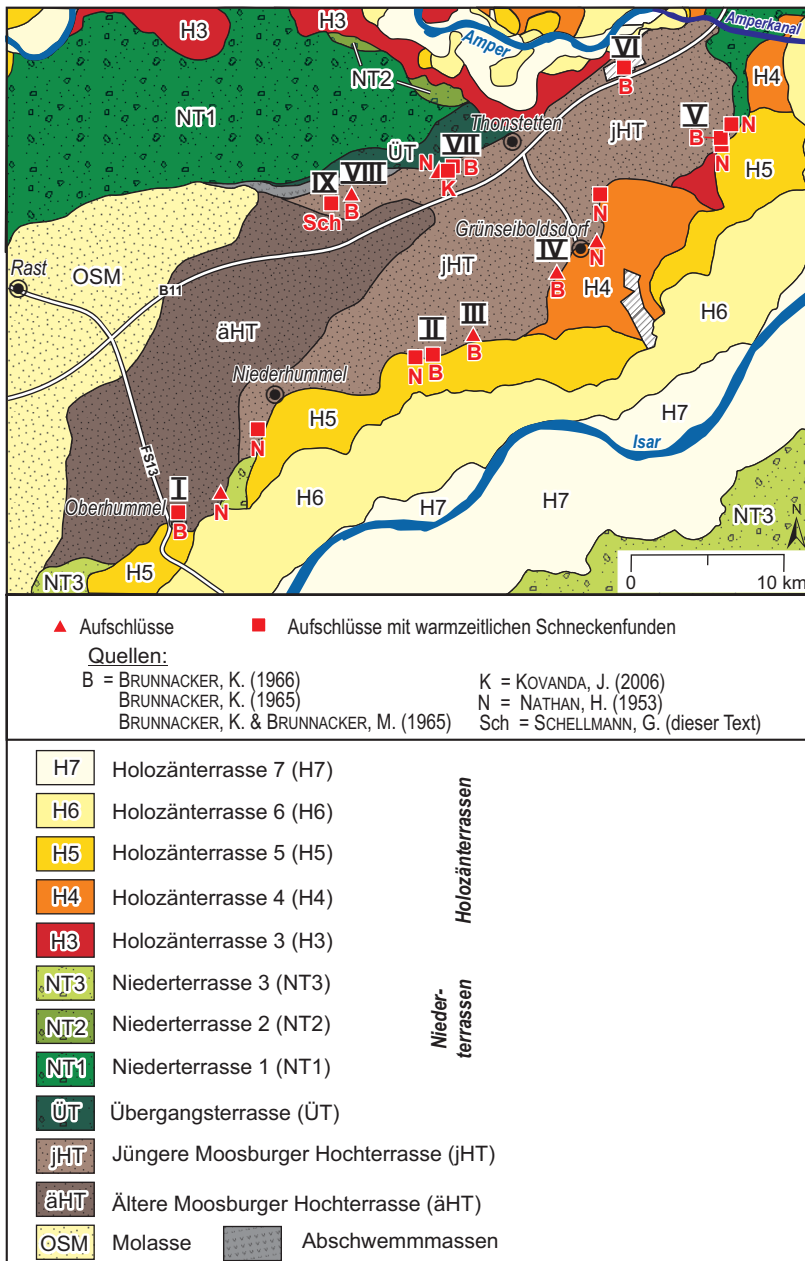


Abb. 3: Übersichtskarte mit Lage aktueller und ehemaliger Aufschlüsse und Fossilfundpunkte im Bereich der zwischen Amper- und Isartal erhaltenen Moosburger Hochterrassen.

Aktuell sind die horizontal geschichteten, Go-streifigen und teilweise sehr steinreichen Hochterrassenkiese hinter Gebäuden am Steilufer zwischen Windham und Oberhummel einsehbar (Bild 5).

In einem Hangaufschluss am südöstlichen Ortsrand von Windham liegt die Kiesoberkante bei etwa 430 m ü. NN, was als Mindesthöhe anzusehen ist. Über die Tiefenlage der Kiesbasis liegen wenige Informationen vor. Da am Hangfuß keine Quellaustritte bzw. auch keine Rutschungen auftreten, was bei einem Ausstreichen der OSM in diesem Raum im Hang üblich ist, ist davon auszugehen, dass die Hochterrassenkiese etwa bis ins Niveau der Isaraue bei etwa 426 m ü. NN hinabreichen.

Oberhummel 4,9 m mächtige feinklastische Decksedimente aus mehreren Lößgliedern und begrabenen periglazialen Gleyböden. Zwischen Kies und Lößdeckschichten waren nach BRUNNACKER (1966) ein frühwürmzeitlicher Auenmergel und ein Riß/Würm-interglazialer Auenboden eingeschaltet.

**Mächtigkeit:** Nach Aufschlussbeobachtungen von BRUNNACKER (1965; ders. 1966: 219f., Abb. 5) ist der ältere Hochterrassenschotter bei Oberhummel etwa 5 m mächtig. Er trägt eine fast 5 m mächtige feinklastische Deckschicht aus Löß, Auenmergel und Auelehm (Abb. 3: Auf-



Bild 3: Steilabfall der älteren Moosburger Hochterrasse (äHT) zum Isartal zwischen Windham (Häuser links) und Oberhummel (Häuser rechts). Blick nach NNE. Pfeil markiert Hausaufschluss mit Kieskörper der äHT in Bild 5 (Photo: G. SCHELLMANN März 2016).



Bild 4: Steilabfall der älteren Moosburger Hochterrasse (äHT) zum Ampertal westlich von Moosham. Blick nach Norden Richtung Kirchamper (Photo: G. SCHELLMANN Sept. 2015).

NATHAN (1953: 316) berichtet, dass am östlichen Ortsrand von Oberhummel noch 2 m kleinkalibrige Quarzschotter der OSM aufgeschlossen waren, bevor darüber 3 bis 4 m mächtige, Sandlinsen führende Kalkschotter folgten. Insofern ist davon auszugehen, dass die Kiesbasis der äHT oberhalb des Grundwasserspiegels etwa in Höhenlage des Isartalbodens liegt.

**Lithologie und Fazies:** Hangaufschlüsse am Steilufer zwischen Windham und Oberhummel zeigen einen horizontal geschichteten grobkiesigen, zum Teil zahlreiche



Bild 5: Horizontal geschichteter kalkalpiner Isarschotter der älteren Moosburger Hochterrasse (äHT) in einem Hausaufschluss am westlichen Ortsausgang von Oberhummel nach Windham. Zur Lage des Hausaufschlusses siehe auch Bild 3 (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2016).

Steine führenden Schotterkörper mit starker Dominanz kalkalpiner Gerölle, ähnlich dem heutigen Isarschotter. In der ehemaligen Kiesgrube von Oberhummel führte der Hochterrassenschotter nach BRUNNACKER (1965) an der Basis bis 0,5 m mächtige Nagelfluhschollen. Während die liegenden Schotter hohe Anteile von Molassekiesen führten, waren dort die hangenden 3 m mächtigen Kiese durch Verwitterung an Kalken und Dolomiten verarmt („Restschotterspektrum“, BRUNNACKER 1965). Der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt in der Fraktion  $<2$  mm erreichte nach BRUNNACKER (1965: Beilage 1) etwa 55%.

**Alter und Fossilführung:** In der ehemaligen Kiesgrube von Oberhummel (Abb. 3: Aufschluss I) konnte BRUNNACKER (1966: 219) anders als in mehreren Kiesgruben im Bereich der jHT keine Mollusken-schalen finden. Eine Bildung in der Riß-Kaltzeit ist sehr wahrscheinlich durch das bisherige Fehlen warmzeitlicher Mol-

luskenfunde, durch die Überdeckung mit würmzeitlichem Löß mit interglazialer Bodenbildung auf den Terrassenkiesen im Liegenden (Bild 6; BRUNNACKER 1966) und durch die morphostratigraphische Position nämlich älter als die im Riß/Würm-Interglazial entstandene jüngere Moosburger Hochterrasse.

**Aufschlüsse:** Während der Blattaufnahme existierten vorübergehende Hangaufschlüsse an der Straße von Oberhummel nach Windham (Bild 5) sowie ein kurzzeitiger Bauaufschluss in Oberhummel (Bild 6).

### 3.2.1.2 Jüngere Moosburger Hochterrasse (jHT)

*Mittelpleistozän (international: Mittelpleistozän), Riß/Würm-Interglazial*

Terrassenflächen der jüngeren Moosburger Hochterrasse (jHT) erstrecken sich in den zentralen und westlichen Arealen des Hochterrassenspornes zwischen Amper- und Isartal (Abb. 3). Auch die Gebiete westlich der Altstadt von Moosburg sowie die am nordwestlichen Talrand des Ampertals zwischen Kirchampfer und Wang erhaltene Hochterrassenleiste sind von der Höhenlage ihrer Oberflächen jüngere Hochterrassen. Allerdings fehlt von dort bisher der Nachweis warmzeitlicher Schneckenfaunen in den



Bild 6: Rötlichbrauner Btv-Horizont einer interglazialen Parabraunerdebildung am Top des Kieskörpers der älteren Moosburger Hochterrasse (äHT) in einem Bauaufschluss östlich der Kirche von Oberhummel. Nach oben folgen würmzeitliche Fließerdren und Lößdeckschichten (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2016).

Hochterrassenkiesen, so dass eine kaltzeitliche Genese im jüngeren Riß nicht ausgeschlossen ist.

Die zwischen Amper- und Isartal erhaltene jHT wird im Westen von der deutlich höheren älteren Moosburger Hochterrasse in 439 bis 441 m ü. NN (15 bis 16 m ü. Isaraue) begrenzt. Von den angrenzenden Terrassenfluren des würmzeitlichen und holozänen Talbodens von Isar und Amper trennt sie eine markante Steilstufe (Bild 7). Dabei besitzt die jHT in diesem Raum zwei unterschiedliche Niveaus. Die höhere Ter-



Bild 7: Terrassenhang der jHT am Außenrand der römischen Talau der Isar südlich von Grünseiboldsdorf (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2015).

rassenfläche in ca. 434 m Höhe ü. NN (13 bis 14 m ü. Isaraue) erstreckt sich zwischen Niederhummel und Grünseiboldsdorf. Nach Osten folgt dann zwischen Moosham, Grünseiboldsdorf Nord und Oberreit eine tiefer gelegene jHT in ca. 428 bis 431 m ü. NN (10 bis 11 m ü. Isaraue). Dieser Höhenunterschied ist wahrscheinlich vor allem ein Ergebnis unterschiedlicher Deckschichtenmächtigkeiten auf den liegenden Hochterrassenkiesen.

**Mächtigkeit:** Nach BRUNNACKER (1966), der Übersichtsbodenkarte 1:25000 Blatt 7537 Moosburg (LfU 2013) sowie der Bodenschätzungs-Übersichtskarte von Bayern 1:25000 Blatt 7537 Moosburg a.d. Isar (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1985) tragen die Hochterrassenschotter im Blattgebiet unterschiedliche Deckschichten. Während die jHT im Raum westlich und nördlich von Grünseiboldsdorf und die jHT am nördlichen Rand des Ampertales mehrere Meter mächtige Lößdeckschichten haben, besitzen die tieferen jHT-Areale zwischen Moosham, Grünseiboldsdorf Ost und Oberreit meist nur etwa 1 bis 2 m mächtige Deckschichten aus Sandlöß und lehmigen Sanden (BRUNNACKER 1966: Abb. 2; Kap. 6: Bohrung B3). So durchteuften eigene Sondierungen südlich der B11 bei Oberreit mehr als 1 m mächtige, von einer Braunerde überprägte gelbbraune und lehmige Feinsande, ohne den liegenden Kieskörper der jHT zu erreichen. Auf der höheren jHT im Raum Niederhummel erreichen die Lößdeckschichten Mächtigkeiten von bis zu 4,5 m (Kap. 6: Bohrung B2).

Hochflutlehme mit interglazialer Parabraunerde, begraben unter einer Deckschicht aus lehmigen Sand, waren nach BRUNNACKER (1966) im Bereich der jHT in der ehemaligen Kiesgrube westlich des Bauernhofs „Weigl hinterm Holz“ einsehbar. Aktuell sind in der Gemeindekiesgrube auf der jHT westlich von Moosham (Abb. 3: Lokalität IX; Kap. 5: Aufschluss A1) intensiv kryoturbar verstellte rotbraune Bt-Horizonte einer interglazialen Schotterparabraunerde aufgeschlossen (Bild 8).

Die jHT-Flächen westlich der Altstadt von Moosburg und am Nordrand des Ampertals zwischen Kirchamper und Wang tragen ebenfalls mehrere Meter mächtige Lößdeckschichten, wobei genauere Informationen über deren Mächtigkeit bisher nicht vorliegen. Eigene Sondierungen auf der jHT nordwestlich von Kirchamper durchteuften 3 m mächtige Lößdeckschichten ohne den Terrassenschotter zu erreichen (Kap. 6: Bohrung B4). An der Basis der Lößdeckschichten sind manchmal (alte Kiesgruben Thonstetten-Moosham, Thonstetten, Weigl hinterm Holz) fossile interglaziale Bodenhorizonte erhalten in Form von roten Parabaunerden, die in Kesseln und Trichtern noch einige Dezimeter in die liegenden Hochterrassenschotter hineingreifen (NATHAN 1953; BRUNNACKER 1965; ders. 1966; KOVANDA 2006: 9f.).

Der jHT-Kieskörper ist meist 5 bis 7 m mächtig (Kap. 6: Bohrung B3), wobei seine Basis in etwa im Bereich oder 1 bis 2 m über der Oberfläche der angrenzenden Talböden von Isar und Amper ausstreicht (BRUNNACKER 1965; ders. 1966; NATHAN 1953).



Bild 8: Kryoturbat verstellter Bt-Horizont einer interglazialen Schotterparabraunerde in der Gemeindekiesgrube westlich von Moosham (Kap. 5: Aufschluß A1, siehe Abb. 4). Die hangenden etwa 1,5 m mächtigen feinklastischen Deckschichten sind abgeschoben. Der horizontal geschichtete Kieskörper führt zahlreiche alpine Kalke, Quarze, Sandsteine, wenige kristalline Gerölle (u.a. Gneise, Granite) und keine Radiolarite (Photo: G. SCHELLMANN April 2015; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

**Lithologie und Fazies:** Bei Niederhummel besitzt der etwa 7 m mächtige jüngere Hochterrassenschotter nach BRUNNACKER (1965: 352) einen 2 m mächtigen Liegendschotter aus umgelagerten Tertiärkiesen. Darüber folgen sehr kalkreiche Schotter mit warmzeitlichen Molluskenfaunen. Nach NATHAN (1953: 319) treten in den obersten 4 m der hier anstehenden Hochterrassenkiesen Sandlinsen auf, die eine warmzeitliche *Fagotia*-Fauna führen.

Die Kalkgehalte erreichen in der Fraktion <2 mm ebenfalls um die 55% (BRUNNACKER 1965: Beilage 1). Der ca. 5,5 m mächtige jHT-Kieskörper bei Thonstetten hat nach BRUNNACKER (1965: Abb. 1) im Liegenden eine etwa 1,5 m mächtige Amperfazies, die

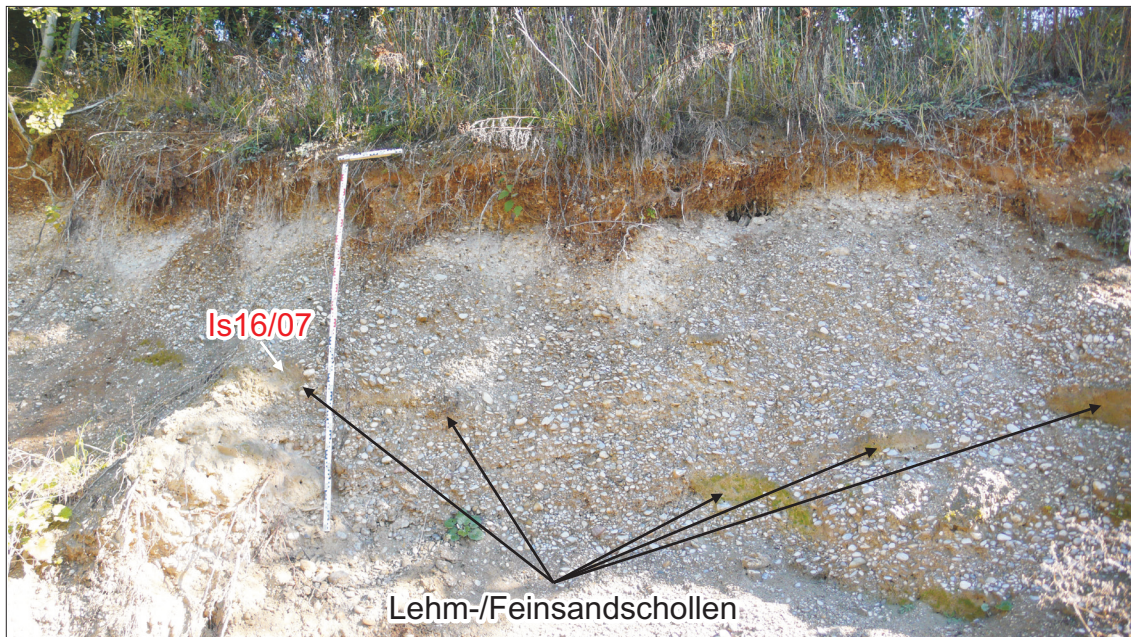


Bild 9: Feinsandige Lehm- und lehmige Feinsandschollen, die im gefrorenen Zustand in den Kieskörper der Jüngerer Hochterrasse (jHT) westlich von Moosham (Kap. 5: Aufschluss A1, siehe Abb. 4) eingebettet wurden (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2016). Die mit einem Pfeil markierte Sedimentscholle führte warmzeitliche Schneckenschalen (siehe Text).

von einer kalkschotterreichen Isarfazies überlagert wird. An der Basis konnten BRUNNACKER & BRUNNACKER (1962) ein 0,3 m mächtiges Feinsediment mit warmzeitlicher Molluskenfauna nachweisen (s.u.).

Von der ehemaligen Kiesgrube „Weigl hinterm Holz“ (Abb. 3: Lokalität V) beschreibt NATHAN (1953: 321) einen etwa 6 m mächtigen, warmzeitliche Schneckenschalen (u.a. *Fagotia*) führenden Kalkschotter, der nach oben durch einen 0,4 bis 1,10 m mächtigen Roterdehorizont (Bt-Horizont einer warmzeitlichen Parabraunerde, BRUNNACKER 1966: Abb. 2) mit etwa 1 m mächtigem aufliegenden Sand abgeschlossen wird.

In der bereits erwähnten Gemeindekiesgrube westlich von Moosham (Abb. 3: Lokalität IX; Kap. 5: Aufschluss A1) besitzt der horizontal geschichtete Kieskörper der jHT zahlreiche alpine Kalke, Quarze, Sandsteine, wenige kristalline Gerölle (u.a. Gneise, Granite) und keine Radiolarite. Im nordöstlichen Grubenareal sind einzelne Sandlinsen und mehrere Sedimentschollen aus lehmigen Feinsanden und feinsandigen Lehmschollen eingelagert (Bild 9).

**Fossilführung:** Im Bereich der jüngeren Hochterrasse südwestlich von Moosburg wurden in den vergangenen Jahren in mehreren Kiesgruben warmzeitliche Molluskenschalen gefunden. Sie waren im Schotterkörper in Sandlinsen oder in Lehmschollen eingebettet. Dabei belegen die Sandlinsenfunde, dass die sehr zerbrechlichen Molluskenschalen *in situ* anstehen und nicht umgelagert sind. Aus folgenden, inzwischen meist aufgelassenen, rekultivierten oder verfüllten Kiesgruben liegen Funde warmzeitlicher Molluskenschalen vor (Abb. 3).

1. Niederhummel (Abb. 3: Aufschlüsse II, III): 4 m mächtiger Kalkschotter mit mehreren, die *Fagotia*-Fauna führende Sandlinsen (NATHAN 1953; BRUNNACKER 1965). Darunter lagerte ein ca. 1,5 m mächtiger Liegendschotter, in der eine warmzeitliche Mollusken führende Lehmscholle eingelagert war (BRUNNACKER 1965: 352).
2. Grüneiboldsdorf (Abb. 3: Aufschluss IV): 2,5 m Isarschotter darüber 2,5 m Restschotter mit nicht bestimmbareren Molluskenschill (BRUNNACKER 1965: 352) bzw. lediglich Wasserarten ohne *Fagotia* (KOVANDA 2006: 8).
3. Ksg. „Weigl hinterm Holz“ (Abb. 3: Aufschluss V): 6 m mächtiger, an Kalken und Dolomiten verarmter Schotter mit *Fagotia*-Fauna in den obersten Lagen des Schotterers sowie in Sandlinsen in 4 m Tiefe unter Schotteroberkante (NATHAN 1953: 321f.; BRUNNACKER 1965: 352; ders. 1966: 216f.). *Fagotia*-Fauna trat ebenfalls in Sanden auf den Kalkschottern auf und unter der interglazialen roten Parabraunerde („Roterdehorizont“ *sensu* NATHAN 1953) sowie in Sandlinsen in 4 und 4,8 m unter der Kiesoberkante (KOVANDA 2006: 8).
4. Oberreith (Abb. 3: Aufschluss VI): 2 m mächtiger, an Kalken und Dolomiten verarmter Restschotter mit *Fagotia acicularis*, darunter noch 3 m Isarschotter (BRUNNACKER 1965: 352; NATHAN 1953: 323).
5. Thonstetten (Abb. 3: Aufschluss VII): Sandlage an der Basis des unteren Hochterrassenschotterers mit interglazialer Molluskenfauna (BRUNNACKER 1965; BRUNNACKER & BRUNNACKER 1962).
6. Thonstetten-Moosham West (Abb. 3: Aufschluss VIII): Spärliche interglaziale Molluskenfauna aus Feinsediment (BRUNNACKER 1962: 350f.) bzw. reich entwickelte interglaziale Molluskenfauna mit *Fagotia articularis* aus Molluskenschalen führenden Sandlagen in 1,4 m und 3,5 m unter Kiesoberkante (KOVANDA 2006: 11).
7. Moosham West (Abb. 3: Aufschluss IX): in der aktuell im Abbau befindlichen Gemeindeg Kiesgrube konnten Molluskenschalen aus bisher insgesamt drei feinsandigen Lehmschollen bzw. lehmigen Feinsandschollen zwischen 2 bis 2,5 m Tiefe unter Kiesoberkante geborgen werden (Bild 9, Abb. 4; Kap. 5: Aufschluss A1). Nach schriftlichen Mitteilungen von RÄHLE (Okt. 2016 und März 2017, Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart) handelt es sich bei allen drei beprobten feinsandigen Lehmschollen bzw. lehmigen Feinsandschollen um eine warmzeitlich interglaziale Fauna, die in ihrer Zusammensetzung der bisher bekannten Artenzusammensetzung des sog. „Fagotien-Schotterers“ von NATHAN (1953) sehr ähnelt. Insgesamt wurden nach RÄHLE folgende Arten gefunden: zahlreich *Aegopinella cf. nitens* (Bild 10), zahlreich *Arianta arbustorum*, *Cepaea spec.*, *Trochulus villosus*, *Vitrea crystallina*, *Vitrinobrachium breve*, zahlreich *Cochlicopa lubrica*, zahlreich *Nesovitrea hammonis*, *Nesovitrea petronella*, zahlreich *Succinella oblonga*, zahlreich *Trochulus hispidus*, *Vallonia costata*, *Galba truncatula*, häufig *Oxyloma elegans*. Dabei war das Artenspektrum der beiden, an Schnecken- und Schalen reichen Lehmschollen Is16/07

und Is17/1b nahezu identisch. Nach RÄHLE (schr. Mitt. März 2017) bestehen aus malakozoologischer Sicht keine Einwände gegen die Ansprache der Lehm- bzw. Feinsandschollen als Auensedimente.

Eine ausführliche Zusammenstellung der Fundstellen von interglazialen Molluskenschalen im Kieskörper der jüngeren Moosburger Hochterrasse bzw. im Fagotien-Schotter gibt KOVANDA (2006). Danach wurden abgesehen von der neuen Fundstelle westlich von Moosham bisher insgesamt 70 fossile Molluskenarten geborgen. Darunter waren sowohl interglaziale Wasserarten wie die *Fagotia acicularis* als auch verschiedene interglaziale terrestrische Arten. KOVANDA (2006: 12) geht davon aus, dass die *Fagotia*-Fauna aus einem einzigen Interglazial stammt.

**Alter:** KOVANDA (2006) postuliert wegen der roten Bodenentwicklung („Roterde“) auf den Schottern und wegen des meist höheren pleistozänen Alters von *Fagotia*-Faunen in Deutschland für den jüngeren Hochterrassenschotter ein Alter von älter als Mindel-



Bild 10: Schneckenschalen der warmzeitlichen Gattung *Aegopinella cf. nitens* (schriftl. Mitt. W. RÄHLE Okt. 2016) aus einer feinsandigen Lehmscholle, eingelagert im Jüngeren Moosburger Hochterrassenschotter westlich von Moosham (Kap. 5: Aufschluss A1, siehe Abb. 4).

und Ba56 aus der Lehmscholle Is17/1b ebenfalls letztinterglaziale Alter von  $127 \pm 14$  ka bzw.  $115 \pm 14$  ka erzielten.

Bei der Probe Ba43 wurde ein Gemisch aus Schneckenschalen der Gattung *Aegopinella cf. nitens*, *Arianta arbustorum*, *Succinella oblonga* und *Trochulus hispidus*, bei der Probe Ba56 ein Gemisch aus Schneckenschalen der Gattung *Aegopinella nitens* und *Trochulus hispidus*, und bei der Probe Ba55 wurden mehrere Schalen der Gattung *Arianta arbustorum* verwendet. Nur so konnte das für eine ESR-Datierung notwendige Schalenmaterial erhalten werden.

Glazial. Die morphostratigraphische Position und die wärmzeitlichen Deckschichten über nur einem fossilen wärmzeitlichen Boden weist dagegen auf eine Bildung im Riß/Würm-Interglazial, wie dies zuvor schon von allen anderen Bearbeitern (NATHAN 1953; BRUNNACKER & BRUNNACKER 1962; BRUNNACKER 1966; Jerz 1993) vorgenommen wurde.

Das bestätigen auch die ESR-Datierungen an wärmzeitlichen Schneckenschalen (z.B. Bild 10) aus zwei verschiedenen feinsandigen Lehmschollen (Abb. 4: Scholle Is16/7 und Scholle Is17/1b) in der Gemeindekiesgrube westlich von Moosham mit letztinterglazialen Altern. Die Probe Ba43 aus der Lehmscholle Is16/7 (Abb. 4; Tab. 3) ergab ein letztinterglaziales (MIS 5e) ESR-Alter von  $130 \pm 16$  ka, während die beiden Proben Ba55

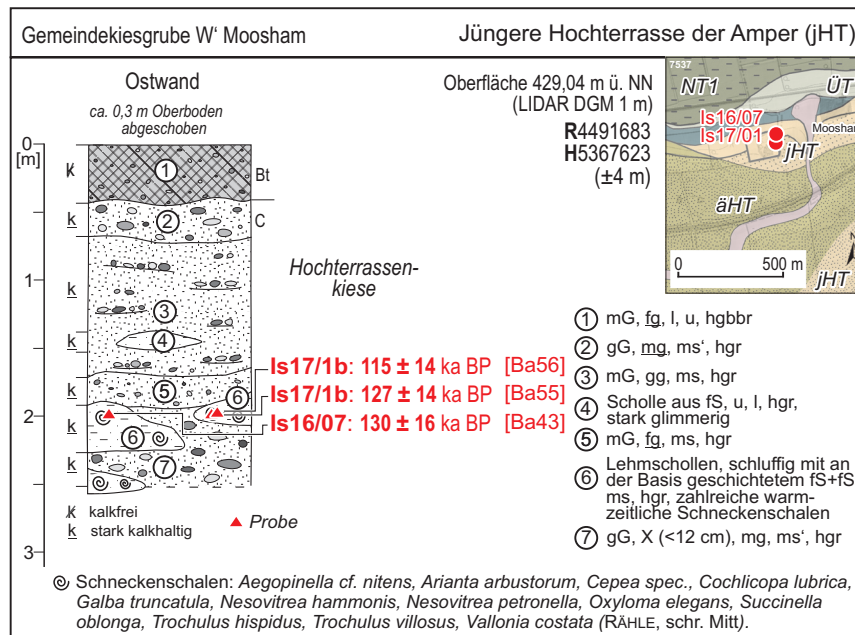


Abb. 4: Ein Aufschlussprofil mit ESR-Alter wärmzeitlicher Schnecken im Kieskörper der Jüngeren Moosburger Hochterrasse westlich von Moosham (Kap. 5: Aufschluss A1; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Zur Berechnung der gespeicherten Strahlungsdosis ( $D_E$ ) mittels einer additiven Dosis-Wirkungskurve wurden 20 Aliquots zu je 0,03 g Einwaage hergestellt und mit einer  $^{60}\text{Co}$ -Quelle am Helmholtz Zentrum in München mit verschiedenen Bestrahlungsschritten bis maximal 563 Gy bzw. 544 Gy gamma-bestrahlt. Bei diesen und allen weiteren in diesem Text genannten ESR-Altern wurde die Paläodosistrategie auf der Basis massenspektrometrischer Bestimmungen (zum Teil Doppelbestimmungen) der Uran-gehalte in den Schneckenresten sowie über die Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte ((Königswasseraufschluss; Uran (U) und Thorium (Th) durch Massenspektrometrie, Kalium (K) durch Atomabsorptionsspektroskopie (AAS) bzw. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)) im umgebenden Sediment berechnet. Die Dicke der Schneckenresten wurde mit Hilfe einer Mikrometerschraube (Auflösung 10  $\mu\text{m}$  und Eichung der Messungen an rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen) und der Wassergehalt des umgebenden Sediments mit einer Bodenfeuchtesonde im Gelände gemessen.

Bei der Berechnung der ESR-Alter wurde von einer frühen U-Aufnahme der Schneckenresten ausgegangen, wie dies bei vielen Molluskenresten der Fall ist (SCHELLMANN et al. 2008). Da zudem die U-Gehalte der datierten Schneckenresten unter 0,5 ppm liegen, sind keine Altersunterschiede auch bei Berechnung des ESR-Alters unter Annahme einer allmählichen linearen U-Aufnahme vorhanden.

**Aufschlüsse:** Aufschluss A1 Gemeindegroben westlich von Moosham (Bild 8 bis Bild 10, Abb. 5; Kap. 5: A1), R: 44 91 683, H: 53 67 623.

Tab. 3: Übersicht zu den ESR Datierungen an Schneckenschalen aus drei Lehmschollen im Kieskörper der Jüngerer Moosburger Hochterrasse sowie den Lößdeckschichten auf der ÜT westlich von Langenpreising und westlich von Stauffendorf (Isarmündung).

Sample No	Ba32	Ba33	Ba43	Ba55	Ba56
Locality	Is16/4	Is16/5	Is16/7	Is17/1b	Is17/1b
Stratigraphy	ÜT	ÜT	jHT	jHT	jHT
Species	<i>Succinea putris</i>	<i>Trochulus sp.</i>	<i>Arianta arbustorum</i>	<i>Arianta arbustorum</i>	<i>Aegopinella nitens</i>
	<i>Succinea oblonga</i>	<i>Succinea putris</i>	<i>Aegopinella cf. nitens</i>		<i>Trochulus hispidus</i>
		<i>Stagnicola spec.</i>	<i>Succinella oblonga</i>		
			<i>Stagnicola spec.</i>		
Thickness (µm)	100 ± 41	117 ± 39	214 ± 88	390 ± 104	112 ± 38
Weight/Aliquot (g)	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Sample Depth (cm)	50 ± 10	105 ± 10	250 ± 20	200 ± 30	200 ± 30
Aliquots (n)	19	18	20	20	20
1) Calcit (ESR, XRD)	yes	yes	no	weak	weak
Dmax (Gy)	140.2	131.9	562.9	544.25	544.25
U shell	0.47 ± 0.13	0.531 ± 0.014	0.4631 ± 0.0123*	0.449 ± 0.006	0.430 ± 0.3
U sed.	1.8 ± 0.04	1.0 ± 0.04	1.405 ± 0.065*	1.52 ± 0.03	1.52 ± 0.03
Th sed.	3.1 ± 0.7	8.6 ± 0.5	6.5 ± 0.25	5.1 ± 0.2	5.1 ± 0.2
K sed.	0.844 ± 0.024*	1.0055 ± 0.06*	0.859 ± 0.02*	1.05 ± 0.01	1.05 ± 0.01
H <sub>2</sub> O	16 ± 3	14 ± 3	10 ± 3	12 ± 2	12 ± 2
D' (µGy/a)	1841 ± 93	1539 ± 81	1424 ± 90	1327 ± 65	1548 ± 66
D <sub>E</sub> (Gy)	30.44 ± 4.66	36.71 ± 1.57	182.3 ± 20.27	168.64 ± 16.35	177.62 ± 19.95
<b>age (early U-uptake)</b>	<b>16.4 ± 2.6</b>	<b>23.2 ± 1.4</b>	<b>130 ± 16</b>	<b>127 ± 14</b>	<b>115 ± 14</b>
age (linear U-uptake)	16.4 ± 2.6	23.5 ± 1.4	130 ± 16	127 ± 14	115 ± 14
1) <sup>14</sup> C age	16160 ± 40 <sup>14</sup> CBP	18680 ± 60 <sup>14</sup> CBP			
3) cal BP (2 sigma)	19670-19324 cal BP	22715-22385 cal BP			

1) Calcit (ESR) yes or no = with Mn<sup>2+</sup> or without Mn<sup>2+</sup> lines  
1) AMS <sup>14</sup>C ages (Beta Analytic Florida)  
3) calibrated with IntCal 13 (Calib Rev 7.0.4); due to hardwater effect the real age is most probably younger than the atmospheric calibrated <sup>14</sup>C age  
\* mean value of double or tripple analysis

### 3.2.1.2 Übergangsterrassen (ÜT)

#### Unter- bis Mittelwürm (Früh- bis Mittelwürm)

Im Blattgebiet sind mehrere würmzeitliche Schmelzwasserschotter erhalten, darunter die ältesten bisher aus der Würmkaltzeit im Alpenvorland bekannten Flussterrassen, die von Löß und Sandlöß bedeckten Übergangsterrassen (ÜT) (Abb. 2, Abb. 5).

Eine ausgedehnte jüngere Übergangsterrasse (ÜT2) ist im Isartal großflächig am südöstlichen Blattrand zwischen Langenpreising, Zustorf und Wartenberg erhalten und erstreckt sich von dort weiter nach Süden über das Kartenblatt hinaus bis zur Erdinger Hochterrasse im Vorland der Erdinger Altmoränen. Dort ist östlich der Sempt und im unmittelbaren Vorland der Erdinger Hochterrasse bei Tittenkofen (7637 Erding) nach Übersichtsbegehungen morphologisch eine Zweiteilung der Übergangsterrasse vorhanden: eine 0,5 bis 2 m höhere lößbedeckte ÜT1 und eine entsprechend tiefer gelegene ÜT2 (Abb. 5, Abb. 6). Letztere erstreckt sich bis ins Blattgebiet hinein. Eine zweigeteilte ÜT wurde erstmalig von SCHELLMANN (2010) aus dem Donautal zwischen Regensburg und Straubing beschrieben. Dort wurde die ÜT1 altersmäßig mindestens ins Frühwürm sowie die jüngere ÜT2 mindestens ins Mittelwürm gestellt.

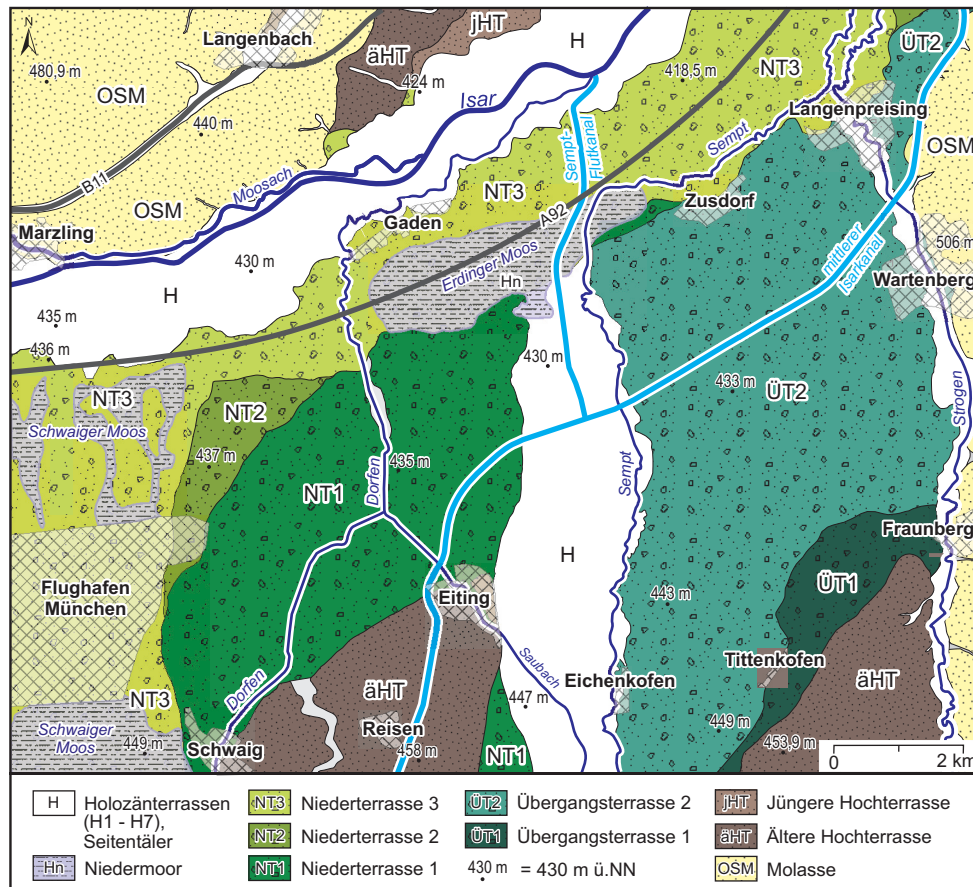


Abb. 5: Übersichtskarte der Würmterrassen südlich der Isar zwischen Langenpreising (7537 Moosburg), Schwaig (7636 Freising Süd und 7637 Erding) und Fraunberg (7637 Erding).

Eine ÜT ist im Isartal auch weiter talabwärts auf dem östlichen Nachbarblatt Landshut nördlich der Isar am Anstieg zur Landshuter Hochterrasse zwischen Altheim und Unterwattenbach erhalten (SCHELLMANN 1988: Beilage 3a) und dann wieder an der Isarmündung, wo die ÜT von Isar und Donau zusammenmünden (SCHELLMANN 1988: Beilage 3b und Beilage 15; KROEMER et al. 2007). Im Landshuter Raum wurde die dort erhaltene ÜT von JERZ (1991) als von Schwemmlöß bedeckte Niederterrasse bezeichnet. Im Ampertal ist die ÜT dagegen, von einem kleinen Vorkommen westlich von Thonstetten abgesehen, fast ausschließlich nördlich der Amper erhalten (Abb. 2). Zwischen Kirchamper und Wittismühle bildet sie eine meist 200 bis 300 m breite und von Löß bedeckte Terrassenleiste, die sich zwischen den wenige Meter tiefer gelegenen und lößfreien Nieder- und Auenterrassen des Talbodens und den mehrere Meter höheren und lößbedeckten Hochterrassen des tieferen Talhangs erstreckt (Bild 11).

**Mächtigkeit:** Die im Isartal südlich von Langenpreising erhaltene ÜT2 besitzt eine im Mittel 0,6 bis 1,3 m mächtige (Abb. 7), durch die Bodenbildung (v.a. Parabraunerden) häufig entkalkte und verlehmt Lößbedeckung, die zum jungquartären Talboden der Isar hin, dem damaligen Auswehungsgebiet der Lössen, von feinsandigen Sandlössen ersetzt wird (Abb. 8 und Abb. 9, Bild 12 und Bild 14).

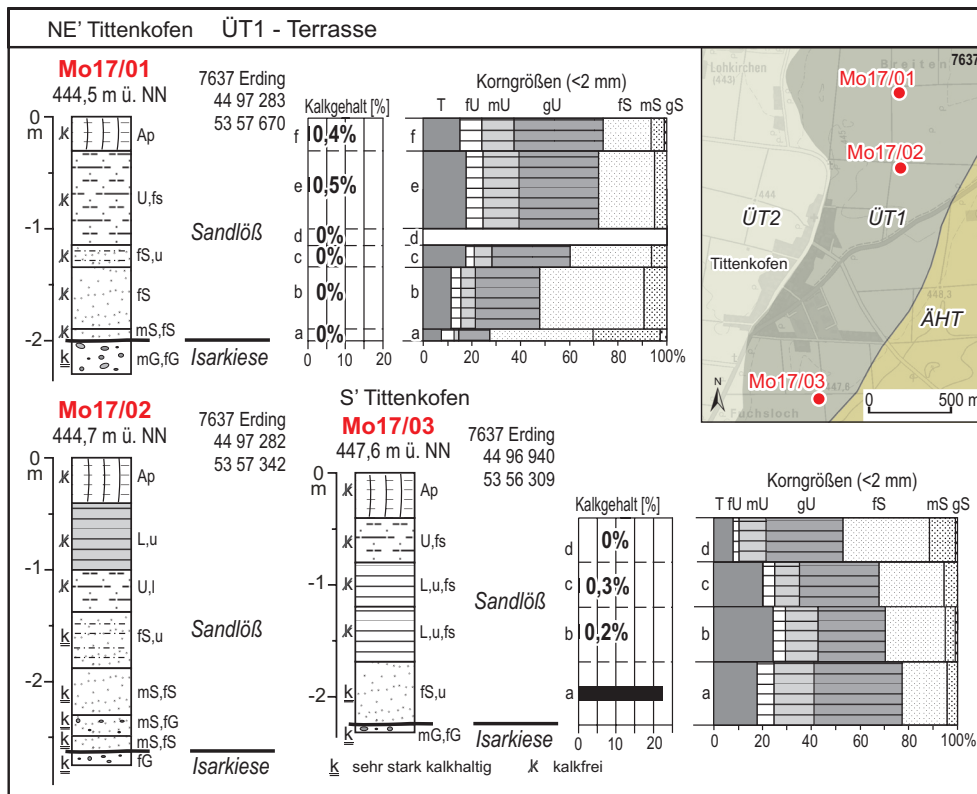


Abb. 6: Sandlöß-Deckschichten auf der ÜT1 der Isar bei Tittenkofen nordöstlich von Erding (TK 7637 Erding).

Der Kieskörper der ÜT2 ist im Isartal nach Schichtenverzeichnissen von zwei Bohrungen etwa 7 bis 9 m mächtig (Abb. 18), wobei die Kiesoberkante meist 1 bis 2 m, selten bis zu 5 m über dem angrenzenden spätwürmzeitlichen Isartalboden hinausragt. Im Kiesgrubenareal westlich von Langenpreising liegt die Kiesbasis mit 412 m ü. NN (Kap. 6: Bohrung 5) in einer ähnlichen Tiefenlage wie die Quartärbasis in der angrenzenden jüngsten Niederterrasse NT3. Ähnliches gilt für die ÜT2 am Mittleren Isarkanal bei Feldmann. Dort wurden unter 2,9 m mächtigen Feinsanden ein 7,6 m mächtiger quartärer Kieskörper erbohrt, der grauen Schluffen der OSM auflagerte (Kap. 6: Bohrung B6). Die Kiesbasis lag mit 409,8 m ü. NN ebenfalls in einer ähnlichen Tiefenlage wie die Kiesbasen in der westlich angrenzenden Späthochwürmterrasse NT2. Die Kiesoberkante mit 417,4 m ü. NN lag dagegen etwa 3 bis 4 m über der Kiesoberkante der angrenzenden NT2.

Auch im Ampertal ist die dort erhaltene ÜT von einigen Dezimeter mächtigen Lößdeckschichten bedeckt. In einer Sondierung auf der ÜT östlich von Pillhofen (Kap. 6: Bohrung B7) erreichten sie Mächtigkeiten von 1,6 m. Über den unterlagernden Kieskörper liegen keine Informationen vor.

**Lithologie:** Der mehr als 2,6 m mächtige Kieskörper der ÜT2 der Isar führte in der Gemeindekiesgrube westlich von Langenpreising (Abb. 8, Bild 14) und ebenso im Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising (Abb. 9) vor allem alpine Kalke, daneben Quarze, braune Hornsteine; Sandsteine und Gneise. Radiolarite



Bild 11: Blick von der Hauptniederterrasse (NT1) in ca. 416 m ü. NN über die Übergangsterrasse (ÜT) in ca. 419 m ü. NN zur Jüngeren Hochterrasse (jHT) der Amper in ca. 431 m ü. NN unterhalb des Dorfes Kirchamper (Photo: G. SCHELLMANN März 2016).

wurden nur vereinzelt oder gar nicht angetroffen. Die Kalkgehalte der Schottermatrix lagen bei etwas über oder unter 20% (Abb. 8 und Abb. 9) und damit in einer ähnlichen Größenordnung (Abb. 9) oder auch teilweise deutlich unter (Abb. 8) den Kalkgehalten im hangenden unverwitterten Sandlöß. Letzterer besitzt westlich von Langenpreising Sandgehalte zwischen etwa 25 bis 50 Gew.% (Abb. 8) und im Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising Sandgehalte zwischen ca. 25 bis 35 Gew.% (Abb. 9). An beiden Lokalitäten dominieren Feinsande die Sandfraktion. An der Basis der Sandlößdecke

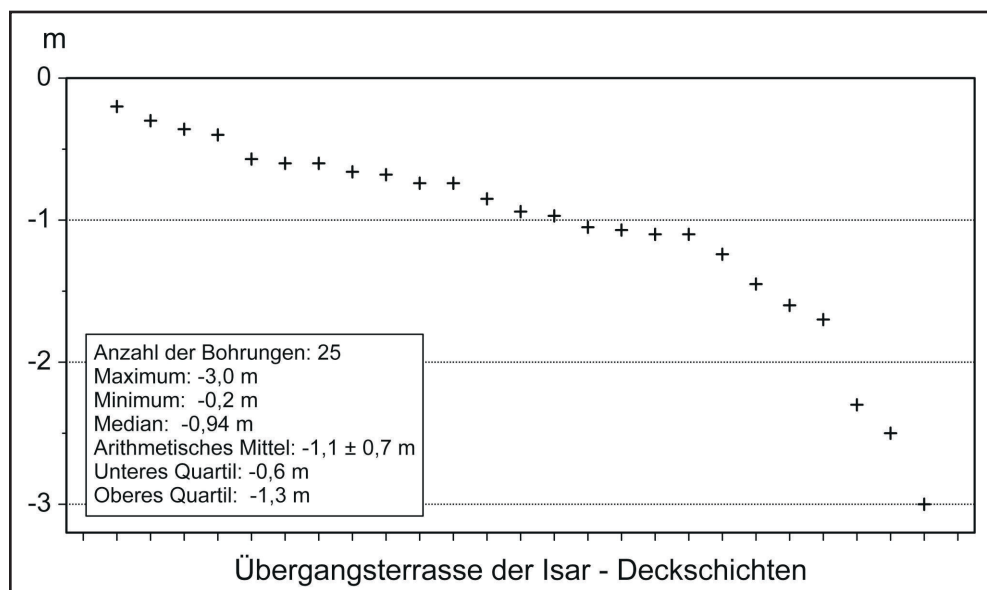


Abb. 7: Übergangsterrasse der Isar bei und südlich von Langenpreising – Mächtigkeiten der Sandlöß- und Lößdeckschichten in Metern unter Geländeoberfläche nach Aufschlussbeobachtungen und eigenen Sondierungen (n = 20) sowie Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem des LfU (7537 Moosburg).

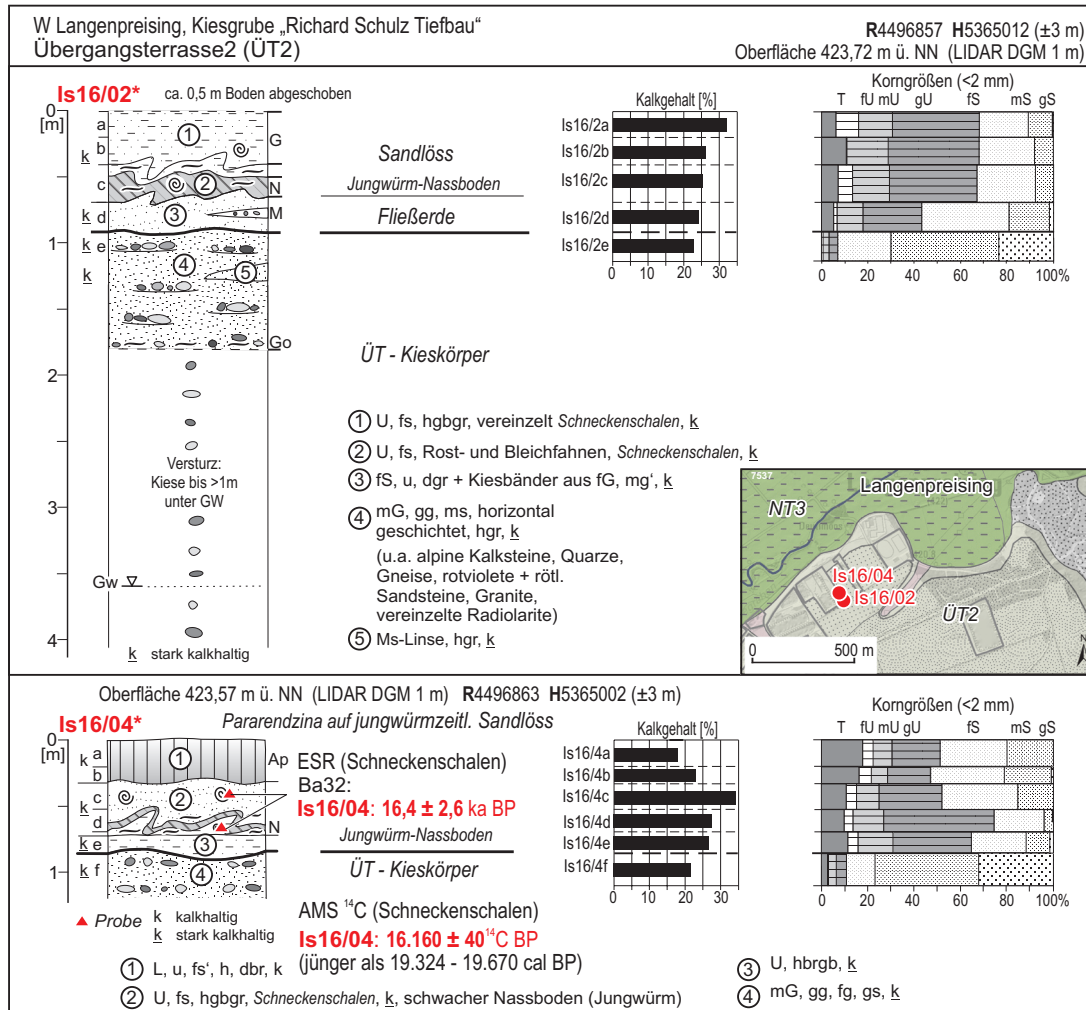


Abb. 8: Jungwürmzeitliche Sandlössе auf der ÜT2 westlich von Langenpreising (Profile Is16/02 und Is16/04; Kap. 5: Aufschluss A2; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

treten häufiger ein bis zwei Dezimeter mächtige, stärker sandige, zum Teil Kies-schnüre führende Fließerden auf (Abb. 8).

In beiden Aufschlüssen sind am Top der Sandlössdecke statt Braun- und Parabraunerden nur wenig entwickelte Pararendzinen erhalten (Bild 12), ein Hinweis auf junge Bodenerosion. Darauf weisen auch die im Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising in flachen Rinnen erhaltenen und bis zu 1,2 m mächtigen humosen Kolluvien hin (Bild 13).

**Fazies:** Der Kieskörper der ÜT2 der Isar wird aktuell in der Gemeindekiesgrube von Langenpreising westlich des Ortes an der Straße nach Zustorf abgebaut (Kap. 5: Aufschluss A2). Der oberhalb des Grundwassers anstehende sandige und stark grobkiesige Isarschotter ist horizontal geschichtet (Bild 14) und wurde von einem verzweigten oder verwilderten (*braided river*) Isarlauf abgelagert.

**Alter:** Die beiden Übergangsterrassen entstanden im bayerischen Alpenvorland nach SCHELLMANN (2010) sowie DOPPLER et al. (2011) im Früh- und Mittelwürm. Unter

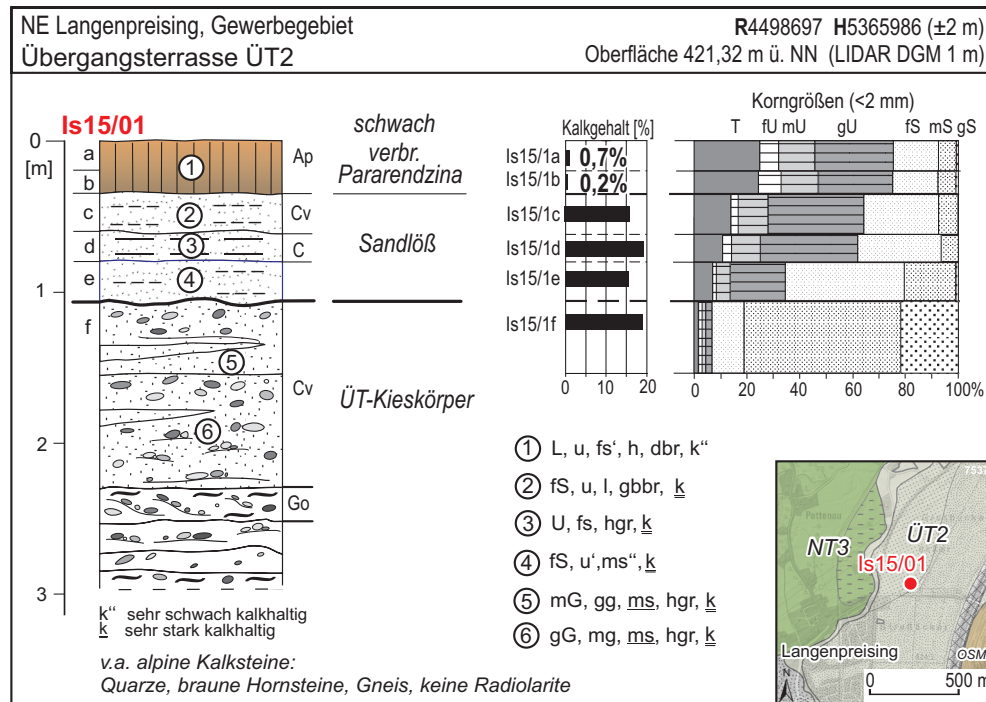


Abb. 9: Jungwürmzeitliche Sandlöße auf der ÜT2 nordöstlich von Langenpreising zeitweilig aufgeschlossen in einem Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet (Profil Is15/01, Kap. 5: Aufschluss A3; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Frühwürm wird hier der Zeitraum vom Ausgang des letzten Interglazials (MIS 5e) vor etwa 115.000 Jahren bis zum Odderade-Interstadial (Ausgang MIS 5a) vor etwa 70.000 Jahren und unter Mittelwürm der Zeitraum nach dem Odderade- bis zum Ende des Denekamp-Interstadials vor etwa 32.000 Jahren verstanden. In diesem Zeitraum dürften auch die im Blattgebiet erhaltenen Übergangsterrassenschotter von Isar und Amper abgelagert worden sein. Gegen ein älteres prä-würmzeitliches Alter spricht, dass im gesamten bayerischen Alpenvorland am Top der ÜT-Terrassenkiese keine kräftige interglaziale Bodenbildung vorhanden ist. Für ein mittelwürmzeitliches Alter der im Blattgebiet erhaltenen ÜT spricht, dass ihre Sandlößdecke lediglich ein oder zwei sehr schwache (initiale) Naßböden führt (Bild 15), wie diese für das Jungwürm (Spätwürm, Oberwürm) typisch sind.

Das bestätigt auch die ESR-Datierung von Schneckenschalen der Gattung *Succinea putris* aus der Sandlößdecke (Abb. 8: Ba32; Tab. 3), die ein jungwürmzeitliches Alter von  $16,4 \pm 2,6$  ka ergab. Eine parallel durchgeführte AMS  $^{14}\text{C}$ -Datierung der Schneckenschalen erzielte ebenfalls ein jungwürmzeitliches Alter von  $16.160 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP, was atmosphärisch kalibriert ein Alter von 19.324 bis 19.670 cal BP entspricht. Da Landschneckenschalen infolge eines Hartwassereffekts zu hohe  $^{14}\text{C}$ -Alter besitzen, sind die Schneckenschalen wahrscheinlich einige Jahrhunderte, im Extremfall auch bis zu drei Jahrtausende jünger. Zu dieser Zeit war die würmspätglaziale NT3 nur wenige hundert Meter nördlich der Kiesgrube in Ausbildung begriffen. Gelisolifluktion dürfte die Ursache sein, dass an diesem Standort nur sehr junger Würmlöß



Bild 12: Pararendzina auf Sandlöß in der Gemeindekiesgrube westlich von Langenpreising (Kap. 5: Aufschluss A2, siehe Abb. 8; Photo: G. SCHELLMANN April 2016).



Bild 13: Humose Kolluvien auf Sandlöß im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising (Kap. 5: Aufschluss A3, siehe Abb. 9; Photo: G. SCHELLMANN April 2016).



Bild 14: Horizontal geschichteter Kieskörper der ÜT2 westlich von Langenpreising mit etwa 1 m mächtiger jungwürmzeitlicher Sandlössdecke (Kap. 5: Aufschluss A2, siehe Abb. 8; Photo: G. SCHELLMANN Sept. 2015).



Bild 15: Schwacher jungwürmzeitlicher Naßboden in der Sandlössdecke der ÜT westlich von Langenpreising (Kap. 5: Aufschluss A2, siehe Abb. 8; Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

erhalten ist. Auch heute hat im Zuge der ackerbaulichen Nutzung dieses Areals Bodenerosion dazu geführt, dass nur junge, wenig entwickelte Pararendzinen (Bild 12) ausgebildet sind und die Sandlössdecke mit Annäherung an den Terrassenabfall zur NT3 zunehmend bis vollständig abgetragen ist.

Bei der ESR-Datierung dieser kleinen, wenige Millimeter großen Schneckenschalen wurden zur Berechnung der gespeicherter Strahlungsdosis ( $D_E$ ) mittels einer additiven

Dosis-Wirkungskurve mehrere Individuen der Gattung *Succinea putris* zerkleinert. Anschließend wurden 19 Aliquots der Korngröße 150 bis 250µm zu je 0,02 g Einwaage abgewogen und mit einer  $^{60}\text{Co}$ -Quelle am Helmholtz Zentrum in München mit verschiedenen Bestrahlungsschritten bis maximal 140 Gy gamma-bestrahlt (Tab. 3).

Betrachtet man weitere Datierungsergebnisse zur Alterstellung der ÜT im Bayerischen Alpenvorland so ist eine mittelwürmzeitliche Bildung zumindest der jüngeren ÜT inzwischen recht gut gesichert. So ergab die ESR-Datierung von Schnecken Schalen der Gattungen *Trochulus sp.*, *Succinea putris*, *Stagnicola spec.* aus Lößdeckschichten auf der ÜT der Donau nördlich der Isarmündung zwischen Fehmbach und Stauffendorf ein jungwürmzeitliches ESR-Alter der Deckschichten von  $23,2 \pm 1,4$  ka (Abb. 10; Tab. 3: Ba33). Eine parallel durchgeführte AMS  $^{14}\text{C}$ -Datierung erzielte ebenfalls ein jungwürmzeitliches Alter von  $18.680 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  BP, was atmosphärisch kalibriert und ohne Berücksichtigung eines wahrscheinlichen Hartwassereffekts unbekannter Größenordnung einem Alter von jünger als 22.715 bis 22.385 cal BP entspricht. Nach KROEMER (2010) wurden die basalen Lößdeckschichten der Stauffendorfer ÜT im Jungwürm vor  $18,8 \pm 0,96$  ka nach Lumineszenzdatierungen an Feldspäten (Fsp.) bzw.  $23,09 \pm 2,81$  ka an Quarzen (Qu.) angewandt, während die Ablagerung einer Sandlinse im ÜT-Kieskörper in Mittelwürm um von  $36,01 \pm 1,85$  ka (Fsp.) bzw.  $30,43 \pm 3,67$  ka (Qu.) datiert (Abb. 10).

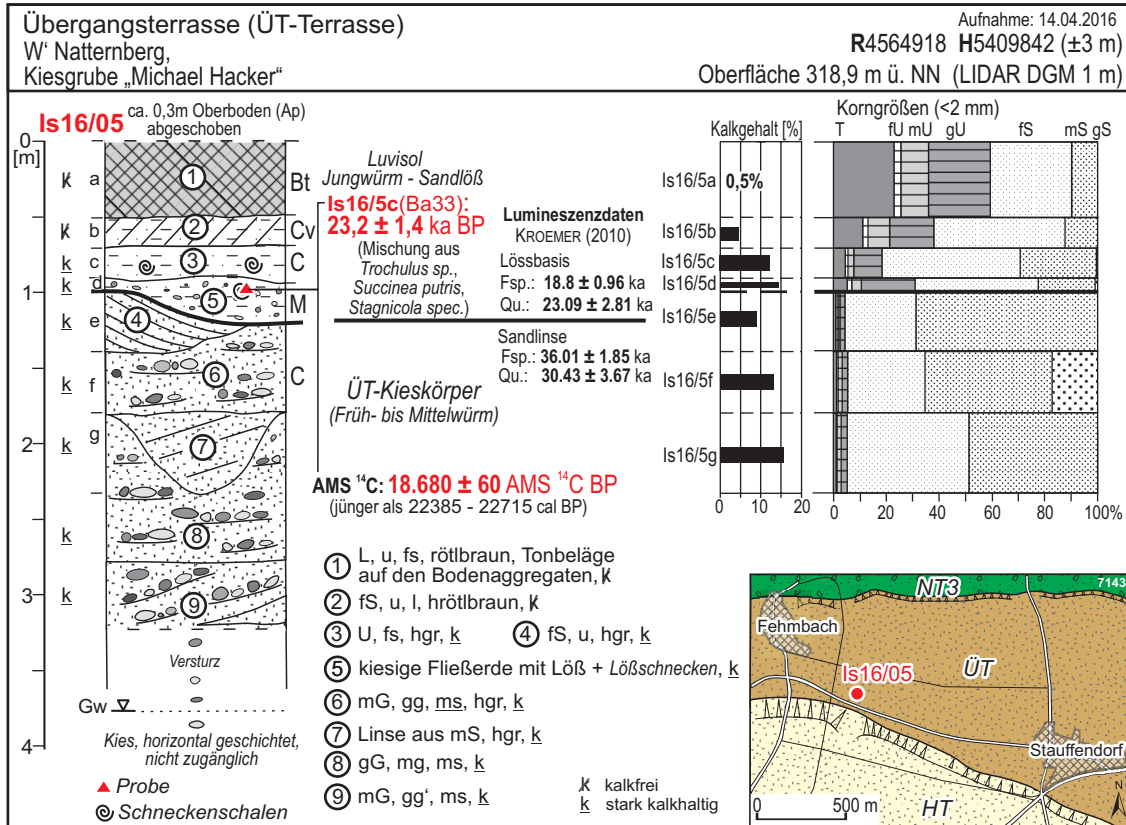


Abb. 10: Übergangsterrasse (ÜT) der Donau an der Isarmündung westlich vom Natternberg. Numerische Alter (ESR, Radiokohlenstoff diese Arbeit; Lumineszenzdaten nach KROEMER 2010) aus den äolischen Deckschichten auf der ÜT und einer Sandlinse in den ÜT-Flussbettsedimenten.

Für ein mittelwürmzeitliches Alter der im Blattgebiet südlich der Isar erhaltenen ÜT spricht neben dem Fehlen älterer, prä-jungwürmzeitlicher Lößdeckschichten, dass auf dem südlichen Nachbarblatt 7637 Erding zwischen Tittenkofen und Pillkofen eine noch ältere lößbedeckte ÜT erhalten ist (Abb. 5). Sie entspricht wahrscheinlich einer älteren mindestens frühwürmzeitlichen ÜT1, während die im Blattgebiet südlich der Isar erhaltene ÜT2 wahrscheinlich mit der mittelwürmzeitlichen ÜT2 von SCHELLMANN (2010) im Straubinger Donautal zeitlich korreliert. Für die im Ampertal erhaltene ÜT ist eine genauere stratigraphische Einstufung wegen des Fehlens weiterer morfo- oder chronostratigraphischer Altershinweise nicht möglich.

**Aufschlüsse:** Eine im Abbau befindliche Gemeindegiesgrube westlich von Langenpreising, Profil Is16/02 und Is15/02, R 44 96 857, H 53 65 012 (Abb. 8, Bild 12, 14 und 15, Kap. 5: A2); Profil Is16/04, R 44 96 863, H 53 65 002 (Abb. 8, Kap. 5: A2). Kurzzeitiger Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising, Profil Is15/01, R 44 98 697, H 53 65 986 (Abb. 9, Bild 13, Kap. 5: A3).

### 3.2.1.3 Niederterrasse 1 (NT1)

*Jungpleistozän (international Oberpleistozän), Hochwürm*

Im Isar- und Ampertal existieren bis zu drei hoch- und spätwürmzeitliche Schmelzwasserschotter bzw. Niederterrassenfluren *sensu* FELDMANN (1990) und SCHELLMANN (1988): eine hochwürmzeitliche Niederterrasse 1 (NT1) sowie zwei jüngere, nach dem Würm-Hochglazial abgelagerte Niederterrassenschotter NT2 und NT3. Nomenklatorisch entspricht die NT1 der höheren Altstadtstufe sowie die NT2 und die NT3 der tieferen Altstadtstufe von BRUNNACKER (1959a) im Raum Attaching und Schwaig auf dem südwestlichen Nachbarblatt 7636 Freising Süd. Im Landshuter Raum entspricht die Altstadtstufe von JERZ (1991) der NT3.

Im Ampertal sind alle drei hoch- und spätwürmzeitlichen Schmelzwasserschotter bzw. Niederterrassenfluren im Bereich des westlichen Nachbarblatts 7536 Freising Nord von BRUNNACKER (1962) weitgehend in einer Niederterrasse zusammengefasst. Dort wurden nach BRUNNACKER (1962: 37) im Holozän nur lehmige Sande und erst im Bereich der jüngsten neuzeitlichen Auwald-Stufe erst wieder Kiese überdeckt von max. 1,5 m mächtigem, kalkhaltigem sandigen Lehm abgelagert.

Im Ampertal unterscheiden sich die Hoch- und Spätwürmterrassen von den anderen holozänen und pleistozänen Terrassen durch das Fehlen einer mäandergeformten Oberfläche, durch ihre Höhenlage von etwa 0,5 bis 1,5 m über den holozänen Amperauen und durch das Fehlen einer Lößdecke. Im Isartal sind es neben der etwa 1 bis 2,5 m höheren Lage über den jüngeren Isarterrassen vor allem die meist relativ ebene Erstreckung der Terrassenoberflächen und die fehlende Lößbedeckung, die diese von den jüngeren und den älteren Isarterrassen abhebt.

Alle drei Hoch- und Spätwürmterrassen nehmen im Isar- und Ampertal etwa die Hälfte des würmzeitlichen und holozänen Talbodens ein (Abb. 3, Tab. 1). Dabei ist im Isartal mit 49% Flächenanteil am würmzeitlichen und holozänen Talboden fast ausschließlich die spätwürmzeitliche NT3 erhalten, während im Ampertal mit 42% Flächenanteil am Talboden die hochwürmzeitliche Niederterrasse NT1 dominiert (Tab. 1; Abb. 17).

Die hochwürmzeitliche Niederterrasse NT1 ist als älteste der drei im Blattgebiet vorhandenen Hoch- und Spätwürmterrassen im Isartal nur kleinräumig erhalten und zwar: im südlichen und südöstlichen Blattgebiet am Mittleren Isarkanal nordwestlich der Siedlung Feldmann, am südlichen Blattrand westlich von Zustorf und südlich der Flur „Schlottwiesen“ sowie westlich der Sempt in der Flur „Trattmoos“. Von dort erstreckt sie sich über die Blattrandgrenze hinaus weit nach Südwesten bis nach Schwaig (Abb. 5; Nachbarblätter 7636 Freising Süd und 7637 Erding), wo diese Terrassenfläche von BRUNNACKER (1959a) als spätglaziale „höhere Altstadtstufe“ und von FELDMANN (1990; ders. 1994) als „hochwürmzeitliche Hauptniederterrasse NT1“ bezeichnet wurde. Letzterer findet westlich von Schwaig zur heutigen Isar hin ebenfalls noch zwei jüngere spätwürmzeitliche Niederterrassen die NT2 und die großflächig erhaltene NT3 der Isar (FELDMANN 1990: Abb. 42).

**Mächtigkeit:** Die hochwürmzeitliche Niederterrasse der Isar trägt auf den kalkalpinen Schmelzwasserkiesen in der Flur „Trattmoos“ keine oder maximal nur 0,5 m mächtige

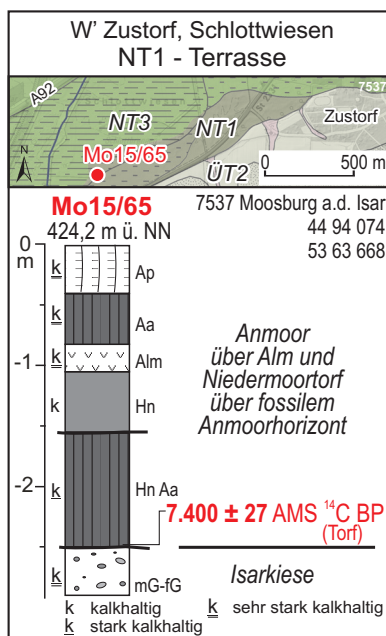


Abb. 11: Deckschichten in einer Bohrstock-Sondierung (Mo15/65) auf der hochglazialen Niederterrasse (NT1) der Isar westlich von Zustorf (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

stark kalkhaltige Hochflutlehme. Dagegen besitzt die Niederterrassenfläche westlich von Zustorf und nordwestlich der Siedlung Feldmann häufig größere, zum Teil kalkhaltige Lehmmächtigkeiten von 1 bis über 2 m.

Westlich Zustorf und nordwestlich des Dorfes Feldmann sind zudem großflächig schwarze Anmoore mit lokal erhaltenen Niedermoortorfen und eingeschalteten Almlinsen verbreitet. Solche stark organischen Deckschichten können westlich von Zustorf am Terrassenabfall zur angrenzenden NT3 Mächtigkeiten von 2,5 m erreichen (Abb. 11). Hier begann der Torfaufwuchs im frühen Atlantikum um 7.400 <sup>14</sup>C BP.

Auch die hochwürmzeitliche Niederterrasse NT1 des Ampertals besitzt ober- und unterhalb von Langenbach weit verbreitet kalkfreie und kiesführende Verwitterungslehme von meist nur 0,3 bis 0,8 m Mächtigkeit (Abb. 12). Lediglich im Stadtgebiet von Moosburg sind

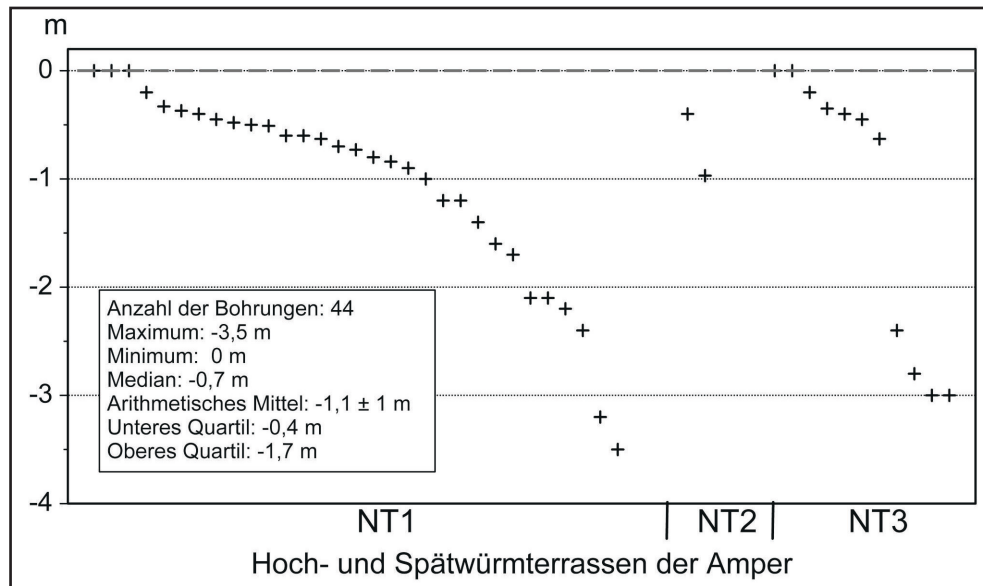


Abb. 12: Hoch- und Spätwürmterrassen der Amper – Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten in Metern unter Geländeoberfläche nach eigenen Sondierungen ( $n = 29$ ) sowie Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem des LfU (7537 Moosburg).

in Schichtenverzeichnissen von Bohrungen, die dort auf der NT1 niedergebracht wurden, ungewöhnlich hohe Deckschichtenmächtigkeiten von über 1,5 m verzeichnet. Wahrscheinlich wurde hier als Decksediment auch anthropogener Schutt durchbohrt und im Schichtenverzeichnis nicht als solcher ausgewiesen.

In der Randsenke zwischen Langenbach und Thonstetten sind zudem im Bereich der Fluren „Unteres Moos“ und „Inkofer Moos“ großflächig mehrere Dezimeter, selten über 1 m mächtige schwarze Anmoore mit vereinzelt Almlinsen verbreitet. Diese relativ mächtigen Vorkommen von Anmooren sind wahrscheinlich überwiegend das Ergebnis einer Zersetzung ehemaliger Niedermoortorfe im Zuge künstlicher Entwässerungen und dadurch ausgelöster lokaler Grundwasserabsenkungen. Niedermoortorfe sind aktuell nur noch in einzelnen ehemaligen Flussrinnen wie in der Flur „Unteres Moor“ an der Lokalität Mo15/09 (Abb. 13) erhalten. Dort begann der Torfaufwuchs bereits im Bølling/Allerød-Interstadial um  $11.653 \pm 42$   $^{14}\text{C}$  BP. An anderer Stelle entstanden die heute weitgehend zu Anmooren umgewandelten ehemaligen Torfe erst um  $4.430 \pm 28$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 13: Mo15/17).

Der quartäre Kieskörper im Bereich der hochwürmzeitlichen Niederterrasse der Amper ist im Stadtgebiet von Moosburg überwiegend 5 bis 7 m mächtig (Abb. 14). Es ist davon auszugehen, dass in den übrigen talaufwärts erhaltenen Niederterrasseflächen ober- und unterhalb von Langenbach sowie bei Haag ähnliche Kiesmächtigkeiten vorliegen. Dabei gibt es keine Hinweise für einen hochwürmzeitlichen Niederterrasenschotter im Liegenden jüngerer Flussablagerungen der Amper, wie dies von BRUNNACKER (1959a) im Bereich des westlichen Nachbarblatts 7536 Freising Süd angenommen wurde. Die nur kleinräumig erhaltene NT1 der Isar hat nach zwei aus dem Blattgebiet

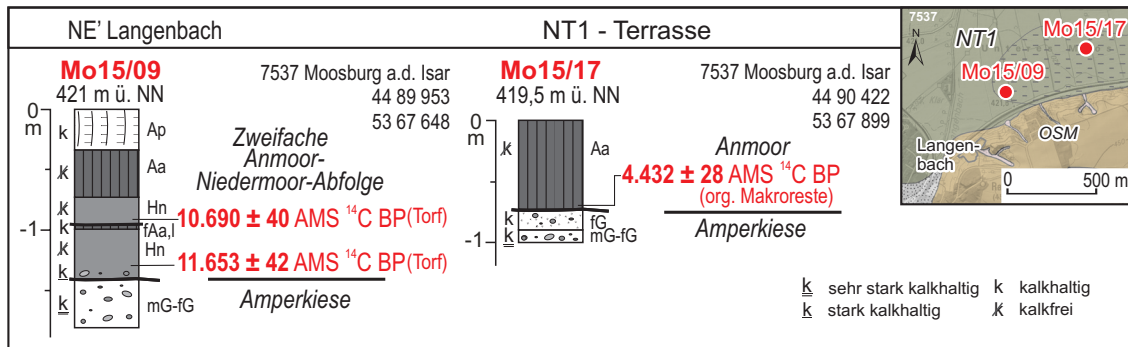


Abb. 13: Torfige und anmoorige Deckschichten in zwei Bohrstock-Sondierungen (Mo15/09, Mo15/17) auf der hochglazialen Niederterrasse (NT1) der Amper nordöstlich von Langenbach in der Flur „Unteres Moos“ (Kap. 5: Bohrung B11; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen einen 7,9 bis 9,2 m mächtigen Kieskörper (Abb. 18). Ähnliche Kiesmächtigkeiten besitzt die NT1 in der Flur „Trattmoos“ und von dort weiter nach Südwesten bis in den Raum Schwaig. Von dort berichtet FELDMANN (1990: 180f.), dass im Bereich der NT1 6 bis 7,5 m mächtige Kiese verbreitet sind, wobei in einer lokalen Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein auch quartäre Kiesmächtigkeiten von fast 13 m auftreten.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologischen Aufbau der kiesigen Flussbettsedimente der Niederterrasse von Isar und Amper geben. Wahrscheinlich wird es sich um einen von einer stark verwilderten Isar bzw. Amper abgelagerten horizontal- und troggeschichteten kalkalpinen Schotterkörper handeln.

Im Ampertal und zwar auf dem westlichen Nachbarblatt 7536 Freising Nord stellt BRUNNACKER (1962: 25ff., Tab. 4) fest, dass dort der Fluvioglazialschotter der

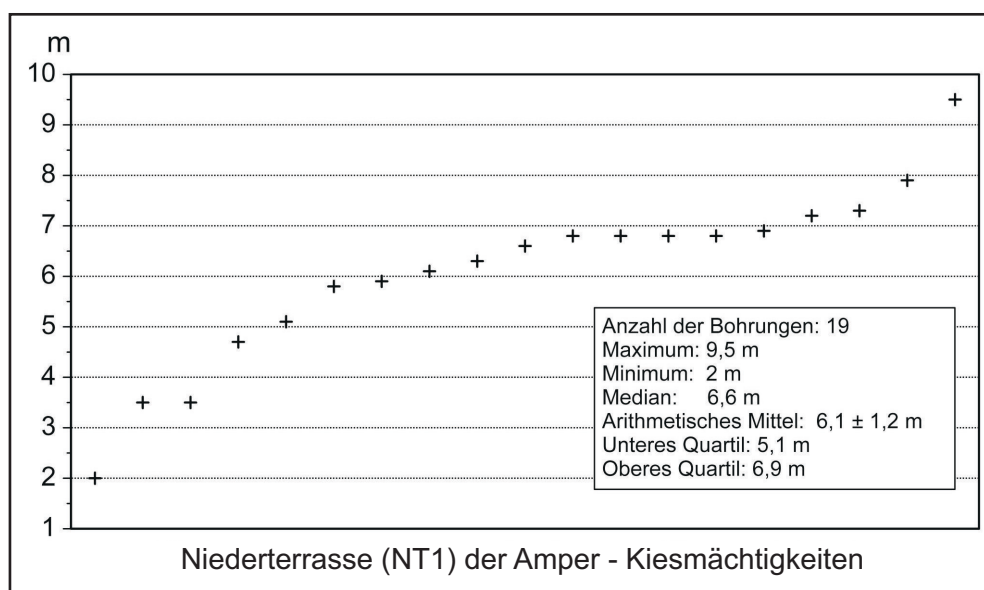


Abb. 14: Kiesmächtigkeiten (m) im Bereich der hochwürmzeitlichen Niederterrasse (NT1) der Amper nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Moosburger Stadtgebiet.

Amper-Niederterrasse vorzugweise aus kalkalpinen Material besteht mit in der Grobkiesfraktion etwa 50% kalkalpinen Kiesen, 14% zentralalpinen Kiesen, 35% Quarze (Harte) sowie 0,4% Sonstige.

**Alter:** Für die Alterseinstufung der NT1 liegen aus dem Blattgebiet keine numerische Datierungen vor. Als älteste Würmterrasse der Isar ohne Lößbedeckung dürfte sie würmhochglazialen Alters sein und damit der Würmterrasse entsprechend, die südlich von München an den Jugendmoränen als fluvioglazialer Übergangskegel ansetzt. Im Isartal entspricht sie isaraufwärts der NT1 von FELDMANN (1990; ders. 1994), auf Blatt 7636 Freising Süd der höheren Altstadtstufe von BRUNNACKER (1959a) bei Schwaig und isarabwärts der NT1 von SCHELLMANN (1988; ders. 1994). Im Ampertal entspricht die hochwürmzeitliche Niederterrasse zumindest an der Blattrandgrenze südlich des Weilers Amperhof dem dort von BRUNNACKER (1959a) kartierten und an kalkalpinem Material reichen hochglazialen Niederterrassenschotter.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Akkumulationskörper der NT1 von Isar und Amper ermöglichten.

#### 3.2.1.4 Niederterrasse 2 (NT2)

*Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), frühes Würm-Spätglazial (Bayern) bzw. spätes Hochwürm (international)*

Die Niederterrasse 2 (NT2) *sensu* SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990), die nach internationaler Gliederung des Spätglazials altersgemäß als Späthochwürmterrasse zu bezeichnen ist, ist nur noch in wenigen kleinen Terrassenflächen im Amper- und im Isartal erhalten. Im Ampertal sind es zwei schmale, zwischen NT1 und H3 erhaltene Terrassenleisten nordwestlich von Thonstetten, deren Oberfläche etwa 0,5 m unter der angrenzenden NT1 und ca. 1 m über der angrenzenden subborealen Amperaeue liegen. Auch die Oberfläche der einzigen im Isartal erhaltenen Terrassenleiste der NT2 am nordöstlichen Blattrand beiderseits des Mittleren Isarkanals bei der Siedlung Feldmann ist etwa 1 m niedriger als die zum Talrand hin angrenzende Terrassenleiste der NT1. Sie ist dort etwa 0,5 m höher als die isarwärts großflächig verbreitete Spätwürmterrasse NT3. Nur knapp 2 km südsüdwestlich von Gaden ist die NT2 auf dem Nachbarblatt 7637 Erding bei und östlich von Grünschwaige erhalten (Abb. 5) und wurde dort von FELDMANN (1990; ders. 1994) als spätwürmzeitliche NT2 kartiert.

**Mächtigkeit:** Nach FELDMANN (1994) besitzt die NT2 der Isar südwestlich des Blattgebiets einen 5 bis 6,5 m mächtigen Schotterkörper, der meist bis an die Oberfläche reicht und dessen Basis etwas tiefer liegt als die Terrassenbasis der NT1. Dies trifft so nicht für die schmale NT2-Terrassenleiste der Isar am nordöstlichen Blattrand zu. Dort reicht der nach Schichtenverzeichnissen von zwei Bohrungen insgesamt nur etwa 3,8 bis 5,5 m mächtige quartäre Kieskörper (Abb. 18) nicht bis an die Oberfläche, sondern trägt bis zu 1,7 m mächtige feinklastische Deckschichten. Die quartäre Kiesbasis liegt

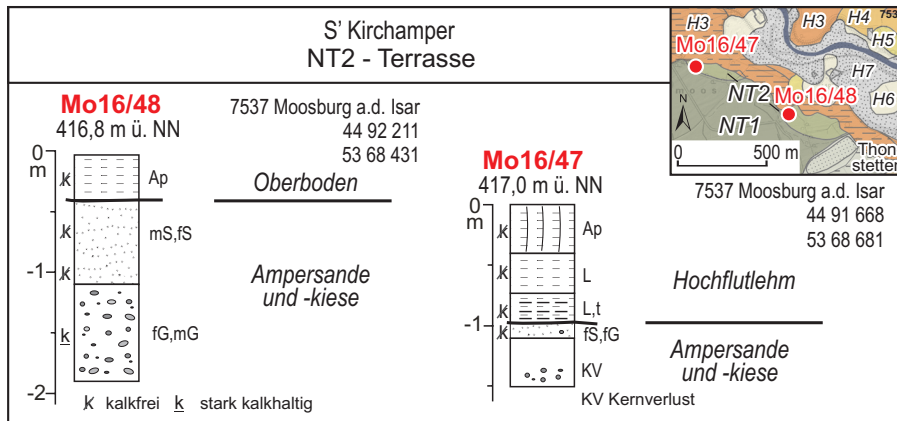


Abb. 15: Deckschichten auf der Niederterrasse 2 (NT2) der Amper nordwestlich von Thonstetten nach Sondierungen (Mo16/47, Mo16/48; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

in einer Tiefe von etwa 409 m ü. NN und damit in ähnlicher Tiefenlage oder maximal 2 m höher als die Quartärbasis im Bereich der nordwestlich angrenzenden NT3.

Die beiden schmalen Terrassenleisten der NT2 der Amper nordwestlich von Thonstetten tragen 0,4 bis 1 m mächtige kalkfreie Hochflutlehme (Abb. 15). Darunter folgen geringmächtige und ebenfalls entkalkte Flusssande sowie kalkhaltige Amperkiese unbekannter Mächtigkeit.

**Lithologie und Fazies:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die hierzu Informationen liefern konnten.

**Alter:** Aus dem Blattgebiet liegen keine Belege zum Alter der NT2 vor. FELDMANN & SCHELLMANN (1994: 98) gehen davon aus, dass die NT2 der Isar älter als das Bølling-Interstadial ist und wahrscheinlich beim Auslaufen des Wolfratshausener Sees in der Ältesten Dryas entstand. Im Isar- und Ampertal ist sie älter als die spätwürmzeitliche NT3, deren Ausbildung nach Befunden aus dem Donautal bei Straubing nach dem Würm-Hochglazial und schon vor mehr als 14.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren begann (SCHELLMANN 2010).

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Akkumulationskörper der NT2 von Isar und Amper ermöglichten.

### 3.2.1.5 Niederterrasse 3 (NT3)

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

Die Niederterrasse 3 (NT3) *sensu* SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990) ist die jüngste der drei im Blattgebiet erhaltenen Hoch- und Spätwürmterrassen. Sie beherrscht vor allem das Isartal (Abb. 5), wo sie fast die Hälfte des würmzeitlichen und holozänen Talbodens einnimmt. Dort erstreckt sie sich als 2 km, teilweise als über 3 km breite Terrassenfläche südlich der holozänen Isarauen vom südwestlichen

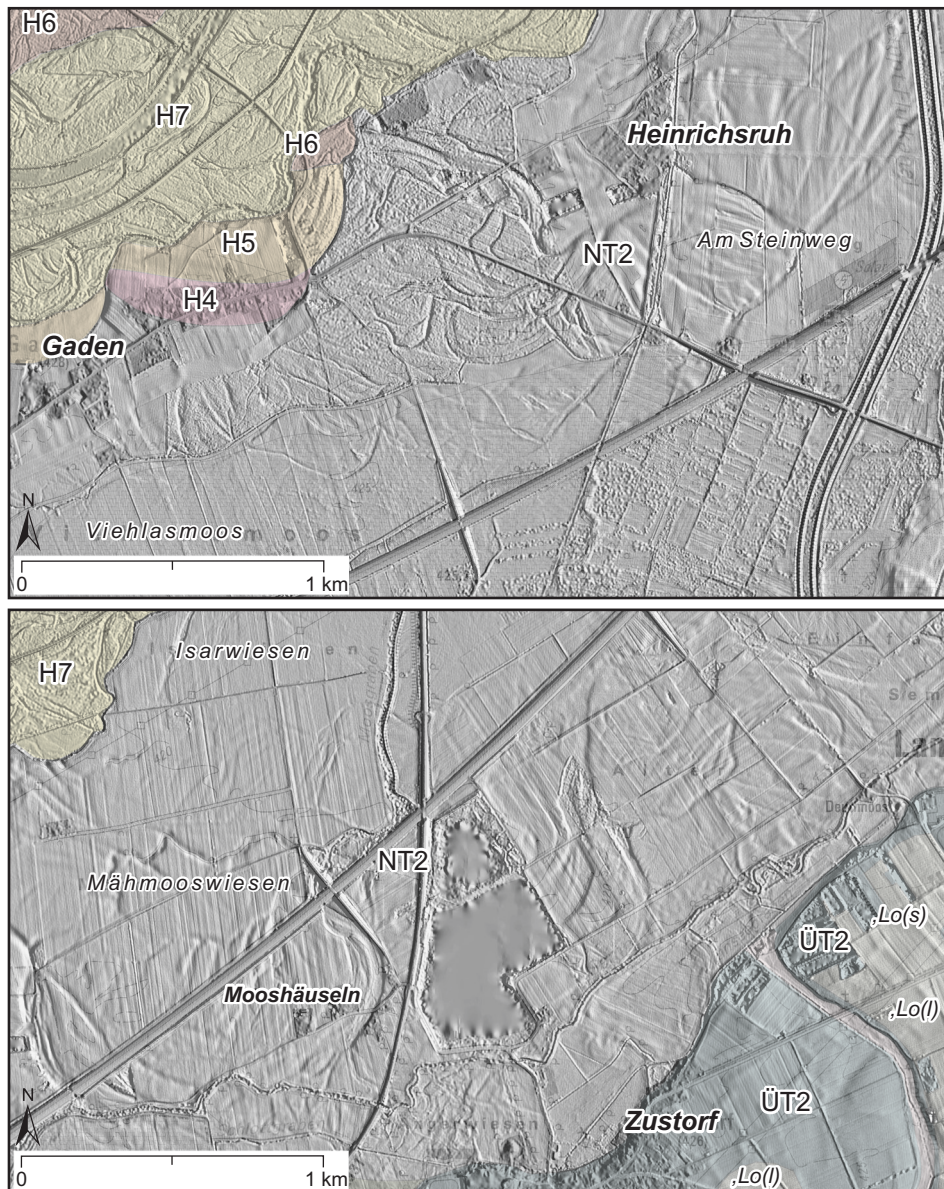


Abb. 16: LiDAR-Hillshade der NT3 der Isar östlich von Gaden (oben) und nordwestlich von Langenpreising (unten). In der Oberfläche der NT3 ist das stark verzweigte Gerinnebettmuster eines verwilderten Flusses (braided river) erhalten. Östlich von Gaden in der Flur „Am Steinweg“ (oben) und beim Mooshäuseln nordwestlich von Zustorf ist auch mal ein deutlicher Paläomäander erhalten. Die auffällig reliefarme Oberfläche der NT3 im Viehlasmoos südlich von Gaden (oben) ist eine Folge der dort verbreiteten Niedermoortorfe (Kartengrundlage: LiDAR-Daten 1 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Blattrand südlich von Gaden bis zum östlichen Blattrand im Bereich und südlich des Ausgleichsweihers des Mittleren Isarkanals. Ihre Oberfläche durchziehen zahlreiche, sich verzweigende alte Flussrinnen (*Paläochannel*), die selten auch einmal einzelne kräftige Mäander besitzen. Dies ist zum Beispiel der Fall in der Flur „Am Steinweg“ östlich von Gaden bzw. südlich von Heinrichsruh oder am Weiler „Mooshäuseln“ nordwestlich von Zustorf (Abb. 16). Diese Paläo-Flussrinnen wurden von einer verwilderten Isar (*braided river*) hinterlassen, ein flussmorphologisches Erscheinungsbild, wie es für viele Flüsse des Alpenvorlandes in den Kaltzeiten typisch war. Es gibt aus dem Blatt-

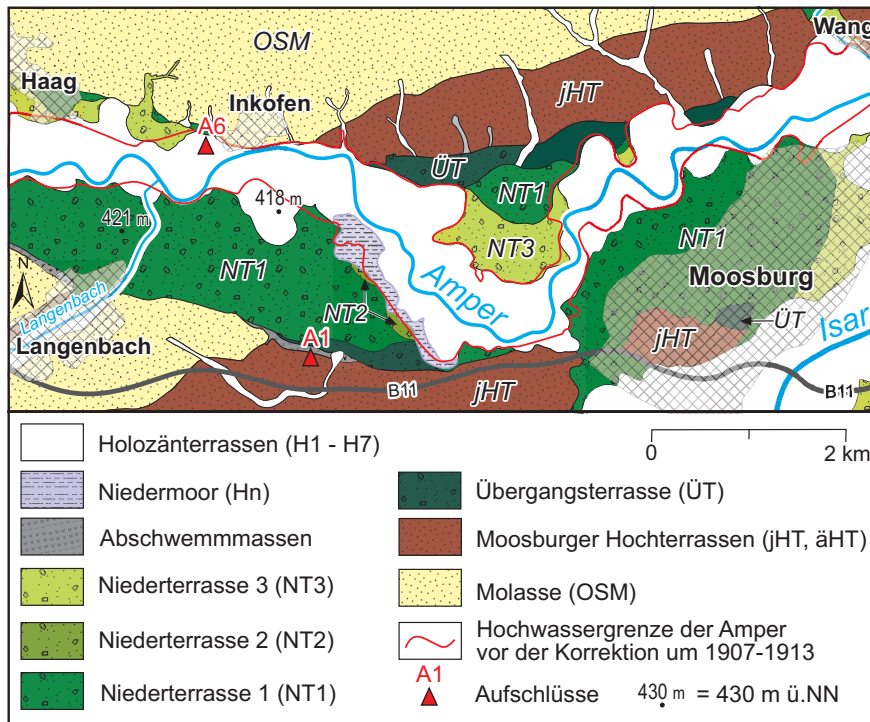


Abb. 17: Verbreitung der jungquartären Terrassen im Ampertal zwischen Haag und Wang sowie Grenze des Überschwemmungsgebietes vor der Korrektur der Amper in den Jahren 1907 bis 1913 (Quelle des Überschwemmungsgebietes: KÖNIGLICHES STRASSEN- UND FLUSSBAUAMT MÜNCHEN (1914): Übersichts-lageplan Amperkorrektur und Entwässerung des Ampertals zwischen Allershausen und Wang, M = 1:25 000).

gebiet von den beschriebenen einzelnen kräftigeren Mäanderbögen abgesehen keine Hinweise auf eine mäandrierende Isar, wie dies von FELDMANN (1990: 198ff.) westlich der Isar im Raum Garching und wahrscheinlich auch östlich der Isar beim Bau des Erdinger Flughafens (7636 Freising Süd) anhand eines großbogig schräggeschichteten (Gleithangschichtung) Kieskörpers beobachtet wurde.

Die NT3 der Isar besitzt gegenüber der NT1 eine ca. 2 bis 3 m und gegenüber der NT2 der Isar eine ca. 1 m tiefere Oberfläche. Ihre zentralen Terrassenareale liegen etwa 0,5 m über der holozänen Isaraue und damit oberhalb der Reichweite extremer Hochwasserereignisse. Allerdings folgten vor Bau des Mittleren Isarkanal die Hochwässer der einmündenden Seitenbäche Dorfen, Sempt und Strogen der Randsenke der NT3 talabwärts. Auch die im Ampertal erhaltene NT3 ist schon in der Vergangenheit vor der Amperkorrektur des frühen 20. Jahrhunderts (1907 bis 1913) hochwasserfrei gewesen (Abb. 17: siehe Hochwassergrenze vor der Amperkorrektur). Ihre Oberfläche liegt oft etwa 0,5 m über der holozänen Amperraue und 0,5 bis 1 m tiefer als die der Hauptniederterrasse NT1.

**Mächtigkeit:** Die quartären Kiesmächtigkeiten schwanken im Bereich der NT3 der Isar nach zahlreichen Schichtenverzeichnissen von Bohrungen meist zwischen 3,5 bis 7 m (Abb. 18). Vereinzelt treten auch ungewöhnlich hohe quartäre Kiesmächtigkeiten von

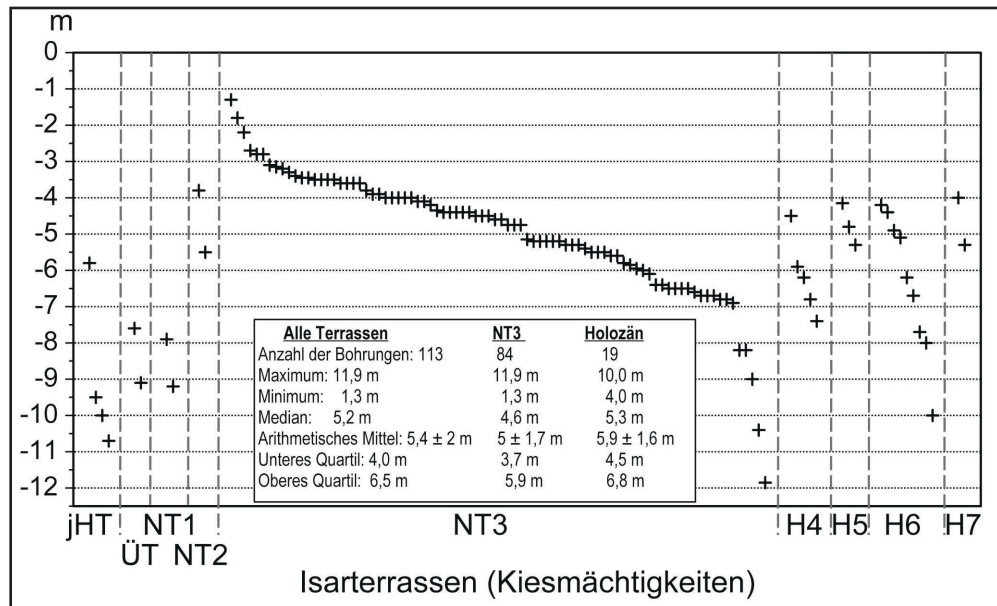


Abb. 18: Kiesmächtigkeiten (m) im Bereich der mittel- und jungpleistozänen Flussterrassen der Isar nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (7537 Moosburg).

über 8 m auf, wobei allerdings unsicher ist, ob dabei nicht fälschlicherweise bereits tertiäre Kiese mit einbezogen sind.

FELDMANN (1990: 200f.) berichtet isaraufwärts von einem der Tertiäroberfläche aufliegenden, 9 bis 10 m mächtigen ungestapelten Kieskörper der NT3. Dabei stützt er sich auf Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sowie auf eigene Aufschlussbeobachtungen beim Bau des Flughafens München (7636 Freising Süd). In zwei Bohrungen wurden dort aber auch Maximalwerte von 12,7 m und 13,5 m erreicht, die FELDMANN (1990: 202) als lokale Rinnenfüllungen in der Tertiäroberfläche ansieht. Er berichtet, dass in einer solchen Rinne, die im Bauaufschluss des Münchener Flughafens (7636 Freising Süd) angeschnitten wurde, in 9,35 m Tiefe mehrere Fichtenhölzer eingelagert waren. Die Datierung eines dieser Fichtenhölzer ergab ein mittelwürmzeitliches Alter von  $34.730 \pm 550$   $^{14}\text{C}$  BP (FELDMANN 1990: 188). Berücksichtigt man, dass so hohe  $^{14}\text{C}$ -Alter in der Regel viel zu jung sind und dass vegetationsgeschichtlich im Mittelwürm keine Nadelwälder mehr in Mitteleuropa existierten, müssen die Hölzer mindestens ein frühwürmzeitliches Alter haben. Insofern könnten es sich um einen relikthaft erhaltenen Sockelschotter der älteren ÜT1 gehandelt haben.

Im Blattgebiet dacht die quartäre Kiesbasis im Bereich der NT3 der Isar generell von einer Tiefenlage bei ca. 417 m ü. NN östlich von Gaden auf ca. 402 m ü. NN am östlichen Blattrand östlich des Ausgleichsweiher ab (Kap. 4). Daraus ergibt sich ein mittleres Sohlgefälle von ca. 1,5‰, was in etwa dem Oberflächengefälle der NT3 entspricht, aber niedriger ist als das Oberflächengefälle der holozänen Isaraue von etwa 1,76‰.



Bild 16: Kiesige Oberfläche der NT3 in der Flur „Mähmooswiesen“ nordwestlich von Zustorf (Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

Häufig reicht der Kieskörper bis an die Geländeoberfläche (Bild 16). Daneben existieren aber auch große Areale mit bis zu 1,9 m (Abb. 19), zum Teil auch noch mächtigeren kalkhaltigen bis stark kalkhaltigen holozänen Hochflutsedimenten in Form von Mergeln und schluffigen Feinsanden, teilweise mit begrabenen schwarzen Anmooren. Letztere wurden von BRUNNACKER (1959b) auch als „Pechanmoore“ bezeichnet. Anmoore, zum Teil mit Almausfällungen in Pflugtiefe sind großflächig vor allem in der Randsenke der NT3 am Außenrand zu den höheren Nieder- und Übergangsterrassen weit verbreitet (Abb. 20: Mo15/26).

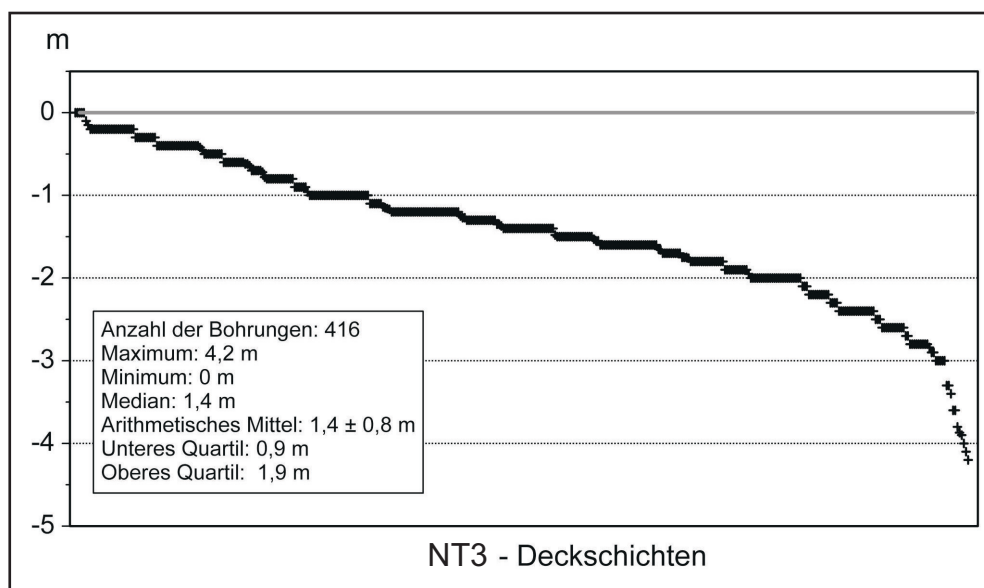


Abb. 19: Niederterrasse 3 (NT3) der Isar – Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten, zum Teil An- und Niedermooren in Metern unter Geländeoberfläche nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen (7537 Moosburg).

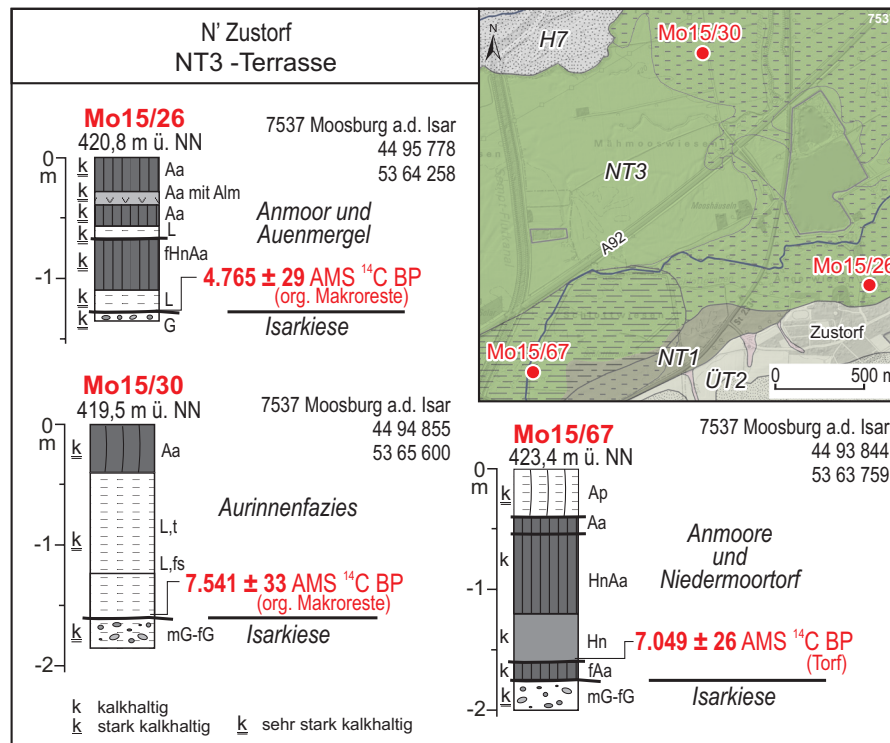


Abb. 20: Organische Randsenkenverfüllungen aus holozänen Anmooren, Alm und Niedermoortorfen am Außenrand der NT3 der Isar westlich und nördlich von Zustorf (Sondierungen Mo15/26, Mo15/30 und Mo15/67; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

In den „Schlottwiesen“ westlich von Zustorf erreichen organische Randsenkenverfüllung aus holozänen Anmooren, Alm und Niedermoortorfen vereinzelt Mächtigkeiten von 1,75 m (Abb. 20: Mo15/67). Kleinräumig können die Anmoore und Hochflutlehme in einzelnen Flussrinnen auch Mächtigkeiten von etwa 4 m erreichen, wie dies in einer Sondierung auf der NT3 östlich von Rosenau der Fall war (Abb. 21: Mo16/70). Zum Teil über 1 m mächtige Torfe und Anmoore sind vor allem südlich von Gaden (Abb. 22: Mo15/58, Mo15/59, Mo15/63) und kleinräumig auch nordwestlich von Langenpreising (Abb. 23: Mo15/73) erhalten. Bei Langenpreising und nordwestlich der Ortschaft überwiegen allerdings Areale mit geringmächtigen Anmoorbildungen in ehemaligen Flussrinnen und Areale mit zur Oberfläche reichenden Kiesen, die manchmal von einigen Dezimeter mächtigen Hochflutmergeln überdeckt sind.

Auch die NT3 der Amper trägt westlich von Haag zum Teil 2,4 m mächtige Abfolgen aus Torfen, Anmooren und Hochflutsedimenten. Dabei wurden die Niedermoortorfe westlich von Haag, an der östlichen Blattrandgrenze des Nachbarblatts 7536 Freising Nord, bereits ausführlich von VIDAL & HOHENSTATTER (1962) beschrieben. Danach erreicht das dort verbreitete Quellmoor eine maximale Mächtigkeit von 1,7 m und besteht aus meist wenig zersetzten *Carex-Phragmites*-Torfen (Riedtorfen) mit zwei eingeschalteten Horizonten aus *Sphagnum*-Waldmoortorfen. Außerhalb der Niedermoorgebiete reicht der Kieskörper der NT3 der Amper oft bis an die Geländeoberfläche oder ist von nur geringmächtigen Hochflutlehm bedeckt (Abb. 12). In

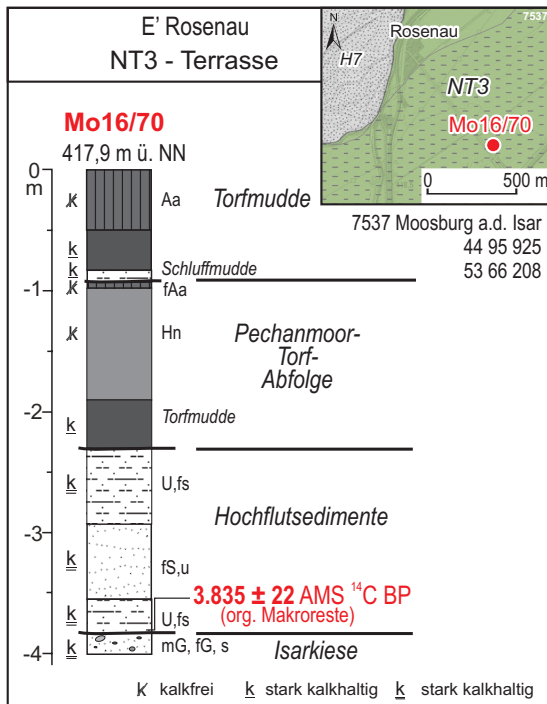


Abb. 21:  
Organische Randsenkenverfüllungen aus liegenden Hochflutsedimenten und hangenden Torf – Anmoor – Abfolgen auf der NT3 der Isar östlich von Rosenau (Mo16/70; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

der Flur „Stocket“ südlich von Niederambach trägt die NT3 einen entkalkten Verwitterungslehm, der meist weniger als 0,5 m mächtig ist. Dabei kann die Entkalkung noch bis zu 20 cm tief in die Amperkiese hinabreichen. Zu den Kiesmächtigkeiten liegen keine Informationen vor.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologischen Aufbau der kiesigen Flussbettsedimente der NT3 von Isar und Amper geben. Das im Isartal an der Terrassenoberfläche erhaltene verzweigte Gerinnebettmuster weist auf einen vertikal aufgehöhten „V-Schotter“ *sensu* SCHIRMER (1983) hin. Lediglich in den wenigen ausgeprägten Mäanderbögen wie in der Flur „Am Steinweg“ östlich von Gaden oder am Weiler „Mooshäuseln“ nordwestlich von Zustorf könnte der Kieskörper lokal auch eine großbogige Schrägschichtung besitzen, wie sie FELDMANN (1990: 198ff.) und FELDMANN et al. (1991) isaraufwärts von der NT3 nördlich von Garching beschreiben. Petrographisch dürfte die NT3 im Isar- und im Ampertal einen stark kalkalpinen Kieskörper besitzen.

**Alter:** Es gibt zur Ablagerung der Flussbettsedimente der NT3 im Blattgebiet keine numerischen Altersdaten. Eine Alterseinstufung ist daher lediglich über das Alter der den sandig-kiesigen Flussbettsedimenten aufliegenden organogenen Deckschichten möglich.

Nach den bisher vorliegenden massenspektrometrischen <sup>14</sup>C-Datierungen (Tab. 5) entstanden leider viele Hochflutmergel, Torfe und Anmoore auf der NT3 der Isar erst im Holozän an der Wende Boreal/Atlantikum vor etwa 7.500 <sup>14</sup>C-Jahren und danach (Abb. 20, Abb. 21, Abb. 22). Die jüngsten Anmoor/Niedermoor-Hochflutmergel-Sequenzen wurden sogar erst ab dem älteren Subboreal vor etwa 4.765 (Abb. 20) bzw.

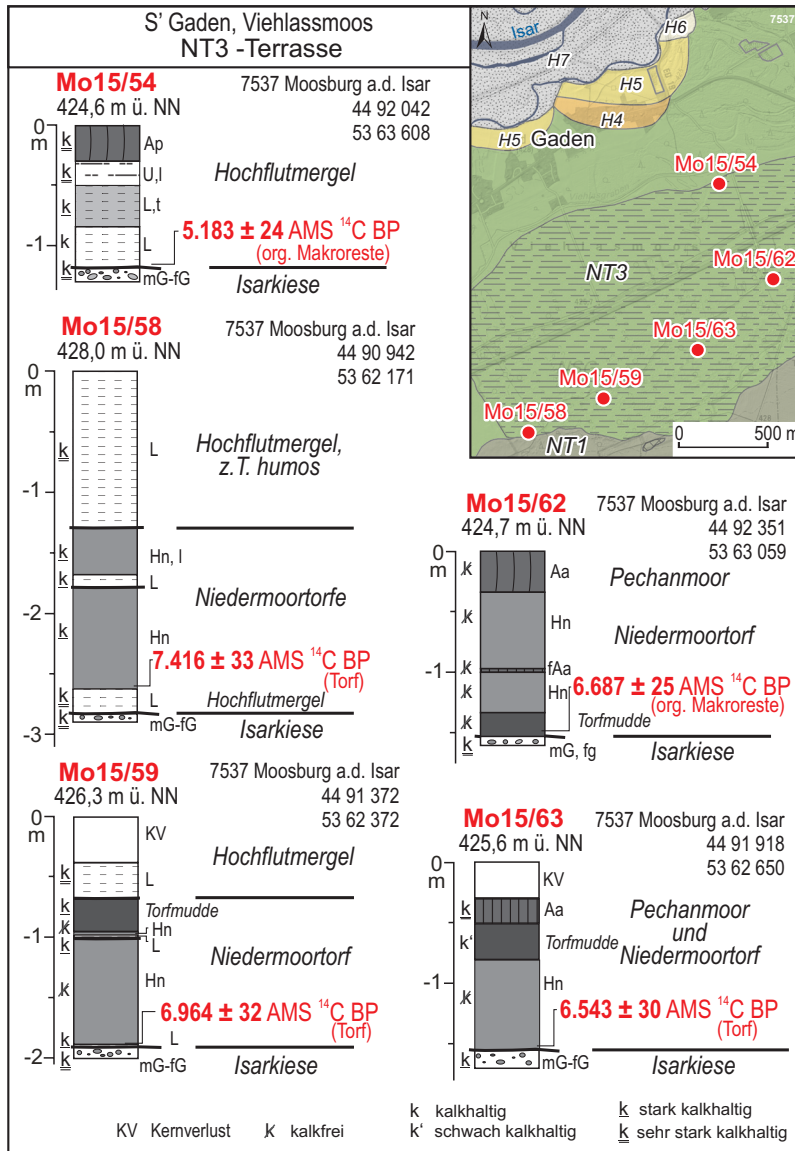


Abb. 22: Niedermoortorfe und Hochflutmergel auf der NT3 der Isar südlich von Gaden (Sondierungen Mo15/54, Mo15/58, Mo15/59, Mo15/62, Mo15/63; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

4.606 <sup>14</sup>C BP (Abb. 23) gebildet. Insofern helfen diese relativ jungen Deckschichtendatierungen bei der Alterseinstufung der NT3 nicht weiter.

Deutlich älter ist dagegen die Torfbildung auf der NT3 der Amper westlich von Haag. Nach pollenanalytischen Untersuchungen von SCHMEIDL (1962) setzte sie zu Beginn der Jüngeren Dryaszeit (Pollenzone III nach FIRBAS 1949) ein und dauerte kontinuierlich mindestens bis in das Boreal (Pollenzone V nach FIRBAS 1949) hinein an. Die Ausfällung der Kalkmudde im Liegenden der Torfe ereignete sich nach SCHMEIDL (1962) im Allerød (Pollenzone II nach FIRBAS 1949), eventuell auch schon in der Älteren Dryas (Pollenzone Ic nach FIRBAS 1949). Die liegenden NT3-Amperkiese sind dort also älter als Allerød, eventuell auch älter als die Ältere Dryas.

SHELLMANN et al. (1994) gehen davon aus, dass die Aufschüttung der NT3 der Isar im Bølling/Allerød-Interstadial begann und die große Masse der Schotter in der Jüngeren Dryas abgelagert wurden. Daher sind in ihrem Kieskörper flussaufwärts im Isartal nördlich von Garching zahlreiche umgelagerte Auelehmschollen („Geliso-

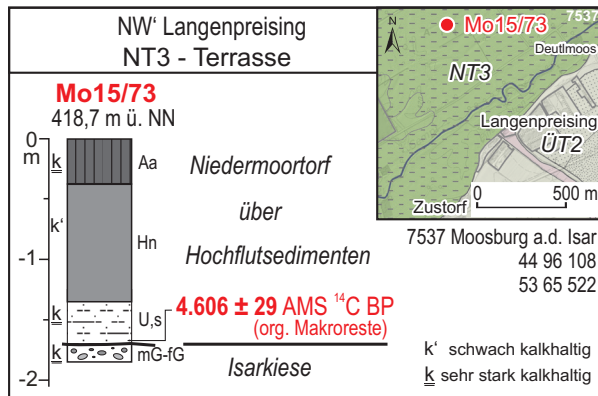


Abb. 23:  
Niedermoortorfe auf der NT3 der Isar nord-  
westlich von Langenpreising (Sondierung  
Mo15/73; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000  
© Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

lumplatten“ *sensu* FELDMANN et al. 1991) mit allerød- und jüngeren dryaszeitlichen Pollenspektren eingelagert (FELDMANN et al. 1991). Dabei soll die Isar im Allerød für kurze Zeit von München bis zur Mündung einen überwiegend mäandrierender Flusslauf gehabt haben, dessen Flussbettsohle direkt auf dem tertiären Sohlgestein lag (FELDMANN & SCHELLMANN 1994: 99).

JERZ (1991) berichtet vom östlichen Nachbarblatt L7538 Landshut, dass die Moorbildung auf der spätglazialen Altstadtstufe (= NT3) nordöstlich von Altheim vor mindestens  $10.600 \pm 140$   $^{14}\text{C}$ -Jahren begann. SCHELLMANN (2010) konnte im Donautal bei Straubing nachweisen, dass die Aufschotterung der NT3 der Donau bereits vor dem Bølling/Allerød-Interstadial in der Ältesten Dryas vor mindestens 14.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren begann und bis ans Ende der Jüngeren Dryas andauerte. Dabei fanden kräftige Schotterablagerungen vor allem in der Ältesten Dryas und in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas statt. Die NT3 der Donau und der Isar entstanden zeitgleich, da beide Terrassen im Isarmündungsgebiet zusammenfließen (SCHELLMANN 1988).

Auch im Donautal bei Dillingen begann die Aufschotterung der NT3 nach Datierungen organischer Makroreste in ihren Deckschichten bereits deutlich vor dem Bølling/Allerød-Interstadial und dauert wahrscheinlich bis ans Ende der Jüngeren Dryas an (SCHELLMANN 2017).

Ähnliches gilt auch für die jüngere Niederterrasse des Schmuttertals, wo der Aufwuchs von Niedermoortorfen teilweise schon im frühen Bølling-Interstadial vor 12.200 und 12.100  $^{14}\text{C}$ -Jahren einsetzte (SCHELLMANN 2016a: 26; ders. 2016b: 95f.).

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Akkumulationskörper der NT3 von Isar und Amper ermöglichten.

### 3.2.1.6 Löß und Lößlehm

*Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Würm*

Pleistozäner Löß und Lößlehm bedeckt meist mit mehreren Metern Mächtigkeit nicht nur große Areale des Tertiärhügellandes, sondern auch die im Blattgebiet erhaltenen Hochterrassen. Mit wenigen Dezimeter Mächtigkeit bedecken sie auch große Areale

der am südlichen Blattrand verbreiteten Übergangsterrasse. Allerdings sind auf der unteren Hochterrasse und der Übergangsterrasse neben schluffigen oder lehmigen Lößdeckschichten auch Sandlössse (s.u.) weiter verbreitet.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten der Lößdeckschichten können stark variieren. Sie liegen meist über 2 m, bei und östlich von Niederhummel zwischen 2,4 bis 4,5 m (Bohrarchiv LfU: 7537BG015194, 7537BG015196; NATHAN 1953: 318f.). Dabei ist davon auszugehen, dass noch größere Mächtigkeiten von über 4,5 m vor allem in Lößwächten am Außenrand der Hochterrassen zum tertiären Hügelland hin auftreten.

**Lithologie:** Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit geringen Tonanteilen, der meist eine gelblich-hellbraune Farbe und Nadelstichporen besitzt. Im Blattgebiet besitzt er öfters einen höheren Feinsandanteil. Lößlehm ist eine pedogene oder diagenetische Umbildung des Löß in der Regel verbunden mit einer Entkalkung und einer Erhöhung des Tonanteils auf teilweise über 40 Gew.%. Nach BRUNNACKER (1966: Abb. 4) besitzt der Löß auf der älteren Hochterrasse bei Oberhummel etwa 40% CaCO<sub>3</sub>, unterlagernde Lößlehme etwa 22-33% CaCO<sub>3</sub>.

**Fazies:** Die Lößdeckschichten sind äolischer Genese. In ihnen sind Lagen aus periglazialen Fließerden, periglazialen Spülsedimenten sowie interstadialen (Nassböden, Verbraunungshorizonten, Humuszonen) und manchmal auch interglazialen (Pseudogley-Parabraunerden bis hin zu sekundären Pseudogleyen) Bodenhorizonten eingelagert.

**Alter und Fossilführung:** Die Lößdeckschichten auf der äHT bei Oberhummel enthalten nach BRUNNACKER (1966: Abb. 4) zum Teil viele Schneckenschalen vor allem von *Succinea oblonga*, seltener von *Succinea putris* und *Gyraulus gredleri* (Süßwasserschnecke). NATHAN (1953: 318) berichtet vom Auftreten von *Succinea oblonga* in den Lößdeckschichten auf der jHT bei Niederhummel und Grünseiboldsdorf. Die Lößdeckschichten auf den Hochterrassen wurden im Laufe der Würmkaltzeit abgelagert, die auf den Übergangsterrassen wahrscheinlich erst im Jungwürm nach dem Dene-kamp-Interstadial.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die die Lößdeckschichten auf den Hochterrassen von Isar und Amper erschlossen.

### 3.2.1.7 Sandlöß

*Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Würm*

Da es innerhalb des engen zeitlichen Rahmens der Kartierungen nicht möglich war, flächendeckende Sondierungen zur Verbreitung von Sandlöß-, Löß- und Lößlehmgebieten durchzuführen, wurde die räumliche Verbreitung der Sandlößgebiete sehr stark von der digitalen Übersichtsbodenkarte des BAYERISCHEN LANDESAMT FÜR UMWELT (2013) übernommen.

Die Übergangsterrasse 2 trägt westlich und östlich von Langenpreising am Abfall zu den Niederterrassenfluren des Isartales eine meist weniger als 1 m mächtige Sandlößdecke, die ohne interglaziale Bodenbildung direkt dem frischen Übergangsterrassenschotter aufliegt (Abb. 8 und Abb. 9). Auch die zwischen Amper- und Isartal gelegene jüngere Hochterrasse besitzt, wie dieses bereits von BRUNNACKER (1966) und der aktuellen digitalen Übersichtsbodenkarte des BAYERISCHEN LANDESAMT FÜR UMWELT (2013) für Blatt Moosburg dargestellt wurde, häufig eine über einen Meter mächtige Sandlöß-, Lösssand- und kleinräumig auch Flugsanddecke. An der Basis dieser überwiegend äolisch abgelagerten Deckschichten war nach BRUNNACKER (1966) in der heute aufgelassenen Kiesgrube bei „Weigl hinterm Holz“ eine fossile, ziegelrote interglaziale Parabraunerde erhalten, zum Teil auf Hochflutsedimenten, zum Teil mit Verwitterungszapfen in den Hochterrassenschotter hineingreifend.

**Mächtigkeit:** Auf der unteren Hochterrasse westlich von Moosburg besitzen die Sandlöße nach den vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen meistens Mächtigkeiten zwischen 0,9 bis 1,7 m. NATHAN (1953: 321) berichtet, dass in zwei Kiesgruben beim Bauernhof „Weigl hinterm Holz“ unter etwa 1 m mächtigem Sand und sandigem Lehm ein bis 1,10 m mächtiger Roterdehorizont aufgeschlossen war. Er griff dort taschen- und trichterförmig in den warmzeitliche Conchylien führenden Hochterrassenschotter hinein. Größere Sandlöß-Mächtigkeiten treten im Bereich der unteren Hochterrasse im westlichen Stadtgebiet von Moosburg. Bereits Penck & Brückner (1909: 71) berichten dort von 6 m mächtigen Lößdeckschichten in der alten Moosburger Ziegelei nördlich des Stadtteils „Bonau“. Etwa 400 m weiter östlich durchteufte eine Bohrung 5,8 m mächtige Sandlößdeckschichten (Kap. 6: Bohrung B2).

**Lithologie:** Sandlöße und Lössande sind äolischer Herkunft, die meist in der Nähe von Auswehungsgebieten abgelagert werden. Beide unterscheiden sich durch ihre Sandanteile. Sandlöße besitzen Sandgehalte (überwiegend Feinsande) von >20 bis 50 Gew.-% und Lössande Sandgehalte von >50 bis 75 Gew.-% (AG BODEN 2005; HOFMANN 1986). Unverwitterte Sandlöße auf der ÜT2 im Raum Langenpreising (Abb. 8 und Abb. 9) besitzen vorwiegend Sandgehalte zwischen 24 bis 38 Gew.-% (v.a. Feinsand), wobei einzelne sandigere Lagen am Top oder an der Basis auch Sandgehalte von bis 48 bis 65 Gew.-% besitzen können. Die Tongehalte liegen im unverwitterten Sandlöß meistens bei 5 bis 11 Gew.-%, die Schluffgehalte zwischen 52 bis 65 Gew.-%. Dabei wechseln sich innerhalb einer Sandlößdecke häufig Lagen aus schluffigen Feinsanden mit Lagen aus feinsandigen Schluffen ab. Die Kalkgehalte schwanken in der Sandlößdecke im Bereich der ÜT westlich von Langenpreising (Abb. 8) zwischen 23 bis 34% und liegen in der Sandlößdecke auf der ÜT östlich von Langenpreising (Abb. 9) etwas niedriger bei 15 bis 19%. Häufig treten innerhalb der Sandlößdecke auf der ÜT bei Langenpreising pedogene Überprägungen durch ein oder zwei schwache Naßböden auf (Abb. 8, Bild 15), wie sie für jungwürmzeitliche Lößablagerungen typisch sind.

**Fazies:** Sandlössе sind ein äolisches Produkt, wobei allerdings häufig Lagen periglazialer Fließerdеn oder periglazialer Spülsedimente mit eingelagert sind. Die im Blattgebiet auf der Übergangsterrasse bei Langenpreising verbreiteten Sandlöß-Deckschichten besitzen an der Basis manchmal einige Dezimeter mächtige Lagen periglazialer Fließerdеn aus Feinsanden und Kiesen (Abb. 8).

**Alter:** Die Sandlössе wurden wahrscheinlich vor allem im Würm-Hochglazial und im Würm-Spätglazial abgelagert. Das ESR-Alter von  $16.4 \pm 2.6$  ka und auch das  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $16.140 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 8) der mitten im Sandlöß eingelagerter Schnecken-schalen auf der ÜT westlich von Langenpreising weisen darauf hin, dass die Anwehung des Sandlösses noch im Würmspätglazial, wahrscheinlich bis zu Beginn des Bølling-Interstadials andauerte.

**Aufschlüsse:** Im Abbau befindliche Gemeindegiesgrube westlich von Langenpreising, Profil Is16/02 und 15/02, R 44 96 857, H 53 65 012 (Abb. 8, Bild 12, 14 und 15, Kap. 5: A2); Profil Is16/04, R 44 96 863, H 53 65 002 (Abb. 8, Kap. 5: A2). Kurzzeitiger Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising, Profil Is15/01, R 44 98 697, H 53 65 986 (Abb. 9, Kap. 5: A3).

### 3.2.2 Pleistozän bis Holozän

#### 3.2.2.1 Abschwemm Massen

Abschwemm Massen erstrecken sich zum einen als eine meist wenige Zehner von Metern breite Zone am Südrand des Ampertals und zwar am Übergang des Talbodens zum Talhang des Tertiärhügellandes oder der Moosburger Hochterrassen. Auch im Südosten des Isartals bei der Siedlung Feldmann bildet ein schmales Areal aus Abschwemm Massen den Übergang von der ÜT zum Anstieg des Tertiärhügellandes.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten der Abschwemm Massen schwanken stark und können vermutlich mehrere Meter betragen.

**Lithologie und Fazies:** Das Material der Abschwemm Massen ist abhängig vom Einzugsgebiet. Im Amper- und im Isartal sind dies vor allem verschwemmter Löß und Kolluvien häufig mit unterschiedlichen Kiesanteilen. Am Anstieg zum Niederbayerischen Hügelland können stärker verschwemmte Partikel aus den dort anstehenden Lockergesteinen des Tertiärs vor allem quarzreiche Kiese, Feinsande und Mergel beteiligt sein. Faziell sind die Abschwemm Massen überwiegend ein Ergebnis periglazialer Solifluktion und Ablation, untergeordnet auch jungholozäner Verspülungen bei ackerbaulicher Nutzung des Einzugsgebiets.

**Alter:** Die Umlagerungen und Ablagerung der Abschwemm Massen waren am intensivsten in der Würm-Kaltzeit, wurden aber im Holozän durch ackerbauliche Nutzungen reaktiviert.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in die Mächtigkeit und die lithologische Zusammensetzung der Abschwemmmassen ermöglichten.

### 3.2.2.2 Talfüllung, polygenetisch

Die nicht weiter differenzierten Füllungen der Dellentälchen auf den Moosburger Hochterrassen sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst. Am Ausgang größerer und kleinerer periglazialer Dellentälchen, vor allem denen, deren Einzugsgebiete im Niederbayerischen Hügelland liegen, sind manchmal Schwemmfächer und Schwemmkegel erhalten, die in den Kaltzeiten als Folge des plötzlich stark reduzierten Gefälles im Vorland sedimentiert wurden. Sie wurden in der Karte nur bei klarer morphologischer Erhaltung und nur als Übersignatur über den in Fächer- oder Kegelform endenden Ablagerungen dargestellt. Allerdings ist davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang der Dellentälchen im Untergrund noch weit ins Vorland erstrecken.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der Talfüllungen und auch der Schwemmfächer und Schwemmkegel ist stark schwankend zwischen oft nur wenigen Dezimetern bis hin zu mehreren Metern.

**Lithologie und Fazies:** Die Sedimentfüllungen in den Dellentälchen auf den Moosburger Hochterrassen bestehen wahrscheinlich überwiegend aus kaltzeitlich verlagerten lehmigen Löß-Fließerden, teilweise mit Sandlagen. Die Füllungen der Dellentälchen sind, wie deren Anlage selbst, ein Produkt periglazialer Solifluktion- und Ablationsdynamiken. Dabei können lokal in den Talfüllungen und in den Schwemmfächern und -kegeln junge Kolluvien als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation verbreitet sein.

**Alter:** Die Sedimentfüllungen in den Dellentälchen auf den Hochterrassen im Blattgebiet sind überwiegend würmzeitlich, wobei genauere Altersbefunde nicht vorliegen. Auch die im Blattgebiet verbreiteten Schwemmfächer und Schwemmkegel wurden überwiegend letztmalig in der letzten Kaltzeit abgelagert.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der polygenetischen Talfüllungen ermöglichten.

### 3.2.2.3 Bach- oder Flussablagerungen

Isar und Amper besitzen im Blattgebiet mehrere große und kleine Seitenbäche. Dazu zählen im Isartal die am südlichen Blattrand einmündenden größeren Bäche Dorfen, Sempt, Strogen und Pfrombach. Im Ampertal sind aufgrund ihrer Größe zu nennen der Langenbach bei Langenbach sowie die größeren Bäche am Nordrand des Tals wie der Plörnbach bei Haag, der Marchenbach westlich von Inkofen, der Ambacher Bach



Bild 17: Bauaufschluss im Strogental an der Einmündung des Hofer Baches östlich der Siedlung Appolding. Das Bild zeigt eine stark kalkhaltige Auenpararendzina auf horizontal geschichteten stark kalkhaltigen Fein- und Mittelkiesen der Strogen. Die rostfarbenen und schwarzen Bänder sind ein fossiler Go-Horizont und markieren einen ehemaligen Grundwasserstand (Kap. 5: Aufschluss A4; Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

bei Niederambach, der Haselbach bei Dornhaselbach sowie der Mauerner Bach bei Wang.

**Mächtigkeit:** Es existieren im Blattgebiet kaum Informationen über Tiefenlage und Mächtigkeit der quartären Talfüllungen der Seitenbäche von Isar und Amper. Im Strogental standen an der Einmündung des Hofer Bachs östlich der Siedlung Appolding in einem Bauaufschluss (Kap. 5: A4) über zwei Meter mächtige stark kalkhaltige und grobsandige Fein- und Mittelkiese an, ohne dass deren Basis aufgeschlossen war (Bild 17). Auf den horizontal geschichteten Kiesen lagerten 25 cm mächtige Auenmergel, auf denen eine stark kalkhaltige Auenpararendzina entwickelt war.

Nach dem Schichtenverzeichnis einer Bohrung in der Talaue der Strogen bei Wartenberg (Kap. 6: Bohrung B8) bestehen die dortigen Bachablagerungen der Strogen aus quarzreichen Feinkiesen, die in 6,5 m unter Geländeoberfläche tonigen bis schluffigen Gesteinen der OSM aufliegen. Auf den Kiesen liegen 3,35 m mächtige Niedermoortorfe, die von einem 0,9 m mächtigem Lehm, vermutlich Auelehm, überdeckt sind.

**Lithologie und Fazies:** Zur Lithologie der Bachbettablagerungen liegen mangels Aufschlüssen fast keine Informationen vor. Im Strogental bei Wartenberg scheinen die Strogenkiese hohe Anteile quarzreicher Molassekiese zu führen, während weiter talabwärts im Bauaufschluss östlich der Siedlung Appolding hohe Anteile kalkalpiner Gerölle, wahrscheinlich Umlagerungen aus der umgebenden Übergangsterrasse,

enthalten sind. Insgesamt dürften kalt- und warmzeitliche Bachablagerungen am Talboden der Seitenbäche beteiligt sein.

**Alter:** Über das Alter der Bachablagerungen liegen keine Informationen vor. Generell sind sie jünger als die von ihnen zerschnittenen Flussterrassen von Amper und Isar.

**Aufschlüsse:** Bauaufschluss Strogental östlich der Siedlung Appolding bei der Einmündung des Hofer Bachs. Lage: R 44 98 790, H 53 64 169 (Kap. 5: A4).

### 3.2.3 Holozän

#### 3.2.3.1 Ältere und Mittlere Holozänterrassen H1 bis H3

##### *Alt- und Mittelholozän*

Die holozänen Isar- und Amperauen nehmen im Blattgebiet etwa 46% bzw. 33% der jeweiligen jungquartären Talböden ein (Tab. 1). Sie erstrecken sich beiderseits von Isar und Amper, an der Isar mit einer mittleren Breite der Talauen von 1,3 bis 2 km, an der Amper meistens mit einer Breite von 400 bis 700 m. Als Reihenterrassen besitzen alle Holozänterrassen eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen, obwohl im Gelände die jungholozänen Talauen vor allem wohl wegen ihrer stärkeren Gliederung durch Aurinnen oft den Eindruck einer tieferen Aue erzeugen.

Von FELDMANN (1990) und SCHELLMANN (1988) wurden in den Isarauen oberhalb und unterhalb des Blattgebiets bis zu sieben holozäne Terrassen mit den Bezeichnungen H1 bis H7 (H= Holozän, 1 = alt, 7 = am jüngsten) unterschieden. Beide Nomenklaturen und deren zugehörige Altersstellungen sind in Tab. 4 zusammengestellt. Bezüglich der älteren holozänen Terrassengliederungen des Isartals von BRUNNACKER (1959a) im Talraum zwischen München und Freising, von HOFMANN (1966; ders. 1973) und JERZ (1991) im Raum Landshut sowie von WEINIG (1972) im unteren Isartal sei auf SCHELLMANN (1988; SCHELLMANN et al. 1994: Tab. 1) und FELDMANN (1990) verwiesen.

Im Blattgebiet sind innerhalb der Isarauen nur bis zu sechs unterschiedlich alte holozäne Isarterrassen erhalten, die H2 bis H7. Ältere Holozänterrassen wie die H1 der Isar sind im Blattgebiet nicht vorhanden. Aber nur wenige Kilometer isaraufwärts ist die H1 zwischen dem westlichen Areal des Flughafens München und Attaching (7636 Freising Süd) erhalten. Nach FELDMANN (1990: 235) wurden dort beim Bau des Flughafens Münchens aus dem H1-Kieskörper bis zu 8 m lange Kiefernstämme ausgebaggert. Datierungen von drei Kiefernstämmen ergaben präboreal/boreale Alter zwischen 9.270 und 8.985 <sup>14</sup>C BP (FELDMANN 1990: 235). Auenareale, in denen alle mittel- und jungholozänen Terrassen der Isar im räumlichen Nebeneinander verbreitet sind, erstrecken sich nur am westlichen Blattrand östlich von Hirschau und in der Volkmannsdorferau. Außerhalb dieser Auengebiete sind auch die mittelholozänen Isarterrassen weitgehend ausgeräumt und es dominieren die jungholozänen

Tab. 4: Stratigraphische Übersicht der im Blattgebiet verbreiteten Flussterrassen von Isar und Amper sowie Stratigraphie und Alter der Isarterrassen von SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990). Der Buchstabe H steht für Holozän, die Bezeichnung NT für hoch- oder spätwürmzeitliche Niederterrassenkörper und die Abkürzung ÜT für früh- bis mittelwürmzeitliche Übergangsterrasse.

Terrassen	Generallegende (LfU)	Mittlere Isartal FELDMANN (1990; ders. 1994)		Untere Isartal und Donautal unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 1988; ders. 1994 und 2010)	
<b>H7</b>	qhj3 <sub>2</sub>	H7	1760 AD bis Regulierung Ende 19. Jh.	H7	Mitte 18. bis Regulierung ab Mitte 19. Jh.
<b>H6</b>	qhj2 <sub>2</sub>	H6	1460 bis 1740/50 AD	H6	ca. 1350 bis 1750 AD
<b>H5</b>	qhj2 <sub>1</sub>	H5	Mittelalter	H5	ca. 500 bis 1300 AD
<b>H4</b>	qhj1	H4	Römerzeit (1.900 ± 50 <sup>14</sup> C BP)	H4	spätes Subboreal bis Ende Römerzeit (ca. 2.900 – 1.500 <sup>14</sup> C BP)
<b>H3</b>	qhm2	H3	Frühes bis mittleres Subboreal (4.590 – 3.420 <sup>14</sup> C BP)	H3	Subboreal (ca. 5.000 – 3.000 <sup>14</sup> C BP)
<b>H2</b>	qhm1	H2	Atlantikum (6.465 ± 69 <sup>14</sup> C BP)	H2	Atlantikum (ca. 6.700 – 5.600 <sup>14</sup> C BP)
<b>H1</b>	qha	H1	Präboreal/Boreal (9.270 – 8985 <sup>14</sup> C BP)	H1	Präboreal – älteres Boreal (ca. 9.600 bis 8.400 <sup>14</sup> C BP)
<b>NT3</b>	Ws2	NT3	Würm-Spätglazial (älter/gleich Allerød bis Jüngere Dryas)	NT3	Würm-Spätglazial (älter 13.950 – ca. 10.200 <sup>14</sup> C BP)
<b>NT2</b>	Ws1	NT2	Frühes Würm-Spätglazial (prä-Bölling und post-Hochglazial)	NT2	Frühes Würm-Spätglazial
<b>NT1</b>	Wh	NT1	Würm-Hochglazial	NT1	Würm-Hochglazial
<b>ÜT</b>	Wf	-	-	ÜT1 ÜT2	Früh- bis Mittelwürm

Isarablagerungen der H4 bis H7. Da sie noch stärker von wenig verfüllten Aurinnen durchzogen sind, erwecken sie oft den Eindruck einer tiefer gelegenen Aue.

In den Amperauen bei Haag sind dagegen bis zu sieben holozäne Amperterrassen, die H1 bis H7, im räumlichen Nebeneinander erhalten. Allerdings dominieren auch hier die jungholozänen Terrassen, die genauso wie im benachbarten Isartal über ein Drittel des jungquartären Talbodens einnehmen (Tab. 1). Dennoch sind mittelholozäne Auenflächen als schmale Terrassenleisten häufiger am Rande der Amperaue zwischen Haag und Wang sowie nordwestlich von Thonstetten erhalten, altholozäne Auenfläche nur am westlichen Blattrand südwestlich von Haag.

Bei allen holozänen Auenterrassen von Isar und Amper gilt, sofern keine numerischen Altersdaten vorliegen, dass sie nur relativ stratigraphisch aufgrund ihrer morphologischen Lage und der sich daraus ergebenden stratigraphischen Lagebeziehungen in der Aue eingestuft sind. Diese Einstufungen stellen daher lediglich Mindestalter dar, ein höheres Alter ist durchaus möglich.

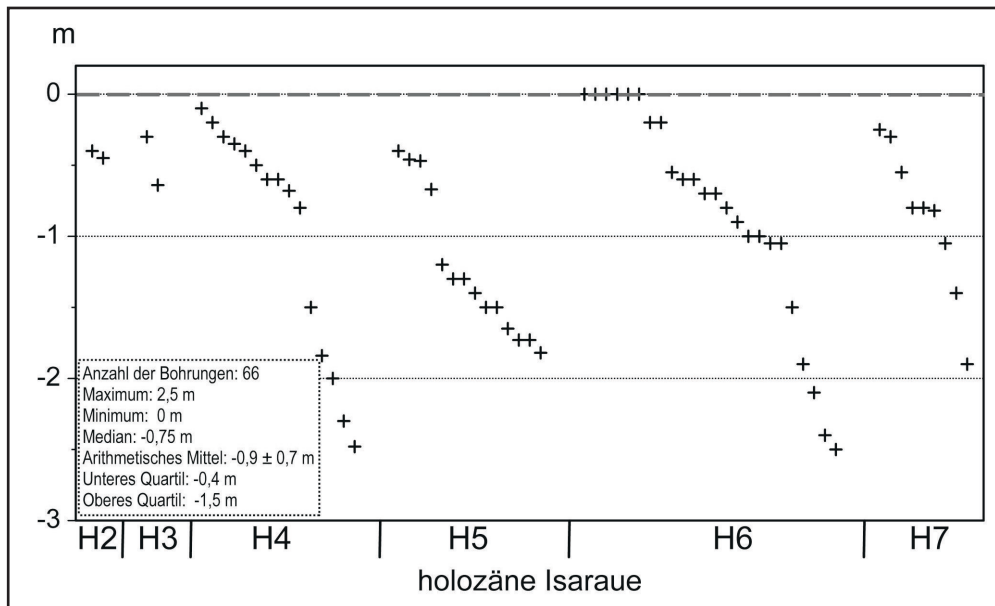


Abb. 24: Holozäne Isaraue – Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten in Metern unter Geländeoberfläche nach eigenen Sondierungen ( $n = 54$ ) sowie Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem des LfU, Blatt 7537 Moosburg.

**Mächtigkeit:** Alle holozänen Terrassen der Isar tragen außerhalb von Aurinnen oft keine oder im Mittel nur wenige Dezimeter bis 1,5 m mächtige Überdeckungen aus stark kalkhaltigen Auenmergeln und feinsandig-schluffigen Aurinnensedimenten (Abb. 24). Das trifft auch für die im Blattgebiet erhaltenen H2- und H3-Terrassen der Isar zu, deren kiesige Flussbettsedimente allerdings häufig an der Oberfläche anstehen. Nach eigenen Sondierungen treten dort vor allem außerhalb primärer Aurinnen und Altarme nur 0,4 m bis 0,7 m mächtige Auenmergel auf (Abb. 24). Auf den kalkreichen Hochflutsedimenten sind dunkelbraune Auenpararendzinen (Kalkpaternien) und auf den sehr kalkreichen Isarschottern stark humose dunkelbraune bis schwarze Auenrendzinen entwickelt. Mangels Aufschlüssen gibt es keine Informationen über das Vorhandensein oder Fehlen von Schotteranwitterungshorizonten unter den humosen Oberböden, wie diese von SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990) für die alt- und mittelholozänen Isarterrassen beschrieben wurden. Die stark humosen dunkelbraunen bis schwarzen Oberböden heben sich deutlich von den wenig entwickelten, graubraunen bis hellgrauen Auenpararendzinen der jungholozänen Isarterrassen ab.

Die Mächtigkeiten der quartären Kieskörper im Bereich der mittelholozänen Terrassen sind nicht bekannt. Sie dürfte jedoch in der Größenordnung der Kiesmächtigkeiten im Bereich der jungholozänen Terrassen der Isar (H4 bis H7) von meist 4 bis 8 m liegen (Abb. 18). Es liegen keine Informationen über die Tiefenlage der jeweiligen Terrassenbasen vor. Feinklastische Sedimentfüllungen ehemaliger Flussrinnen reichen nach den bisher vorliegenden Daten (Abb. 24) nur bis in eine Tiefe von max. 2,5 m unter Geländeoberfläche (u. GOK). Sie weisen auf die Mindesttiefe zugehöriger

Paläoflussarme der Isar und damit auf eine Mindesttiefe der zugehörigen Terrassenbasis hin.

FELDMANN (1994) geht in der Isaraue südlich von Freising auf der Basis von Bohrungen, Kies- und Baugruben davon aus, dass die dort 5 bis 8 m mächtigen Kieskörper der alt- und mittelholozänen H1 bis H3 und auch noch der 8 bis 11 m mächtige Schotterkörper der jungholozänen H4 bis zum miozänen Sohlgestein hinabreichen. Erst die Terrassenbasis der H5 bis H7 liegt nach FELDMANN (1994) deutlich höher. Diese Terrassen sind dort also in die älteren holozänen Terrassen eingeschachtelt.

Insgesamt liegt die Quartärbasis im Bereich der holozänen Isarauen im Blattgebiet in einer ähnlichen Tiefe der miozänen Talsohle auf wie im Bereich der südlich angrenzenden spätwürmzeitlichen Terrassenfluren (Abb. 48; Beilage 1: Geol. Talquerprofile). Nach FELDMANN (1994: Abb. 3) ist das auch im Isartal südlich von Freising der Fall. Im Blattgebiet dacht die Quartärbasis im Bereich der holozänen Isarauen mit einem mittleren Sohlengefälle von 1,6‰ von ca. 426 m ü. NN am westlichen auf ca. 403 m ü. NN im Bereich der Ampermündung am östlichen Blattrand ab.

Zu den Kiesmächtigkeiten der holozänen Terrassen im Ampertal liegen kaum Daten vor. Nach den Schichtenverzeichnissen von nur 2 Bohrungen, die den Sedimentkörper vollständig und ohne anthropogene Störung durchteuften und die Quartärbasis erreichten, besitzen die Kiese in den Amperauen Mächtigkeiten um 3 m (Kap. 6: Bohrungen B9 und B10). So durchteufte südöstlich von Inkofen eine dieser beiden Bohrungen den nur 3,1 m mächtigen Kieskörper der H3 (Kap. 6: Bohrung B9), der in 3,9 m Tiefe u. GOK dem tertiären Sohlgestein auflagerte. Da die feinklastischen Auensedimentfüllungen ehemaliger Flussrinnen in den Amperauen etwa 2 bis 4 m unter Flur hinabreichen (Abb. 24), ist davon auszugehen, dass die holozänen Kieskörper weitgehend ohne Zwischenschaltung eines älteren Sockelschotters direkt der miozänen Talsohle aufliegen. Insgesamt dacht die quartäre Talsohle im Bereich der holozänen Amperauen mit einem mittleren Sohlengefälle von ca. 1,3‰ von 415 m ü. NN am westlichen Blattrand südlich von Haag auf 403 m ü. NN oberhalb der Ampermündung südlich von Wang ab (Abb. 49).

Innerhalb der Amperauen sind außerhalb der Aurinnen im Mittel 0,5 bis 1,1 m mächtige Auelehme weit verbreitet, ohne dass zwischen den einzelnen Auenterrassen Mächtigkeitsunterschiede zu erkennen sind (Abb. 26). Dabei sind die Auensedimente auf den alt- und mittelholozänen Amperterrassen häufig bis in eine Tiefe von 0,6 bis 1 m unter Geländeoberfläche (u. GOK) entkalkt.

**Lithologie und Fazies:** Petrographisch bestehen die holozänen Isarkiese überwiegend aus alpinen Kalkschottern sowie untergeordnet aus verschiedenen Kristallingesteinen alpiner Herkunft. Auf den Flusskiesen liegen manchmal wenige Dezimeter mächtige



Bild 18: Flussufer der Isar südöstlich von Niederhummel am Fluss-km 101. Am Ufer sind neuzeitliche Isarkiese überlagert von einigen Dezimeter mächtigen, sandstreifigen Auenmergel aufgeschlossen (Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

kiesige Flusssande, meist folgen stark kalkhaltige Auenmergel mit kleinräumig stark variierenden Mächtigkeiten zwischen häufig 0,2 bis 1,5 m (Bild 18; Abb. 24).

Während die holozänen Isarauen von mehreren, sich häufig verzweigenden Flussarmen geschaffen wurden, sind die holozänen Amperauen durch seitliche Mäanderverlagerungen einer mäandrierenden, meist einfadigen Amper entstanden (Abb. 25). An zahlreichen Stellen sind daher in den Amperauen natürliche oder durch die neuzeitlichen Begradigungen der Amper entstandene Paläomäander als verlandete oder wassergefüllte Altarme erhalten. Ihre Flussbettsedimente aus überwiegend grobsandigen Mittel- bis Feinkiesen sollten daher großbogig schräggeschichtet (Gleithangschichtung) sein. Im stark kalkhaltigen Kieskörper überwiegen alpine Kalke, gefolgt von Quarzen. Im Hangenden des Kieskörpers folgen oft Flussbettsedimente und zwar im Gleithangbereich in Form einiger dezimetermächtiger Mittel- und Feinsandlagen, die meistens eine 0,5 bis 1,1 m mächtige Auelehmdecke (Abb. 26) tragen.

**Alter:** Im Einzelnen liegen bisher folgende Daten für die Alterseinstufung der Älteren und der beiden Mittleren Holozänterrassen H1 bis H3 von Isar und Amper vor. Die im Blattgebiet nicht erhaltene H1 der Isar wurde isaraufwärts durch Datierungen eingelagerter subfossiler Hölzer von FELDMANN (1994) in den Zeitraum spätes Präboreal und Frühes Boreal (ca. 9.300 bis 8.990  $^{14}\text{C}$  BP) und isarabwärts von SCHELLMANN et al. (1994) in den Zeitraum mittleres Präboreal bis spätes Boreal (9.600 bis 8.400  $^{14}\text{C}$  BP) gestellt (Tab. 4).

Aus dem Ampertal, wo die H1 südwestlich von Haag erhalten ist, liegen bisher keine Datierungen vor.

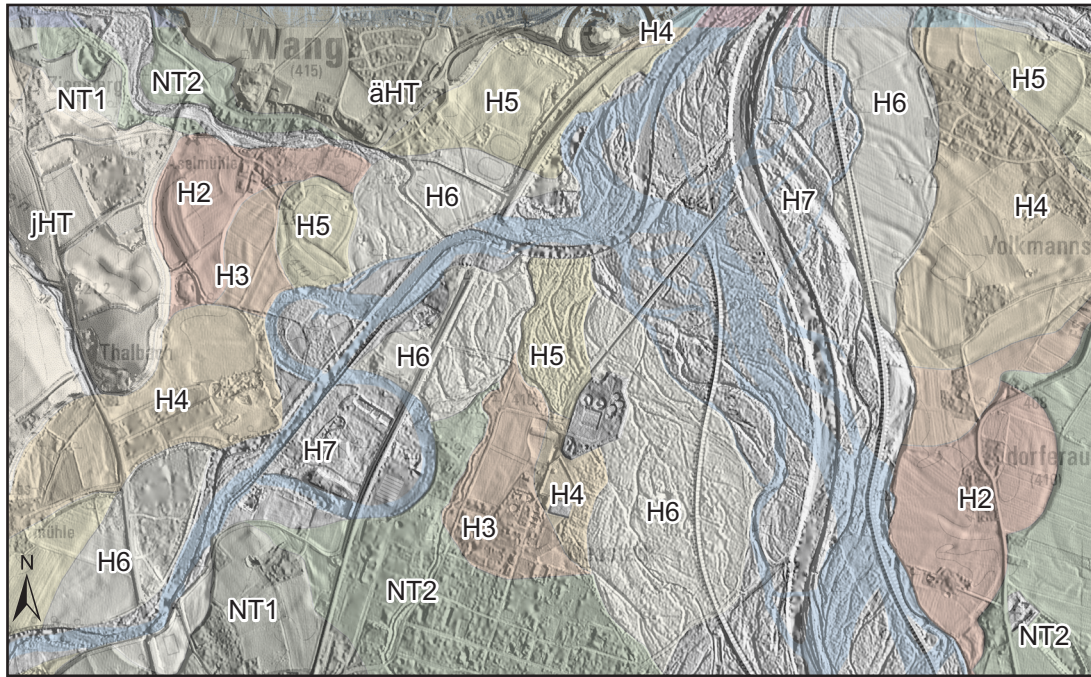


Abb. 25: LiDAR-Hillshade der holozänen Amper- und Isaraue an der Ampermündung südlich Isareck mit historischen Flussläufen von Isar und Amper aus dem Jahr 1857 (© Bayerische Vermessungsverwaltung 2016; Erste Revision der bayerischen Uraufnahme im Maßstab 1:5.000 aus dem Jahr 1857; LiDAR-Daten 1 m und 2,5 m Rasterweite).

Das Alter der im Blattgebiet am westlichen Blattrand und in der Volkmannsdorferau erhaltenen H2 der Isar ist unbekannt. Isaraufwärts und isarabwärts entstand die H2 nach FELDMANN (1994) und SCHELLMANN et al. (1994) im Atlantikum (ca. 6.500 bis 5.300 <sup>14</sup>C BP).

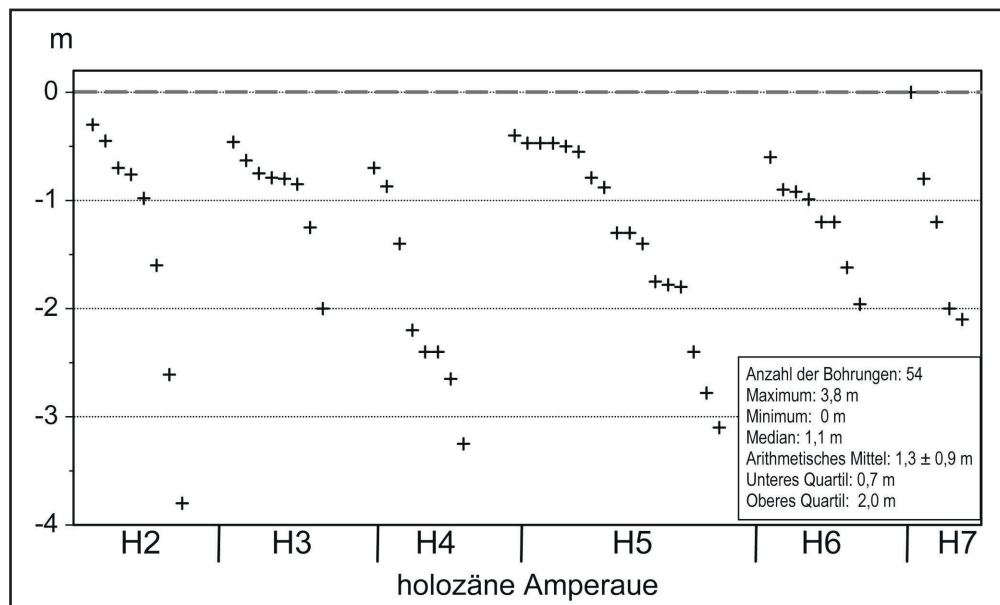


Abb. 26: Holozäne Amperaue – Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten in Metern unter Geländeoberfläche nach eigenen Sondierungen (n = 45) sowie nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem des LfU (7537 Moosburg).

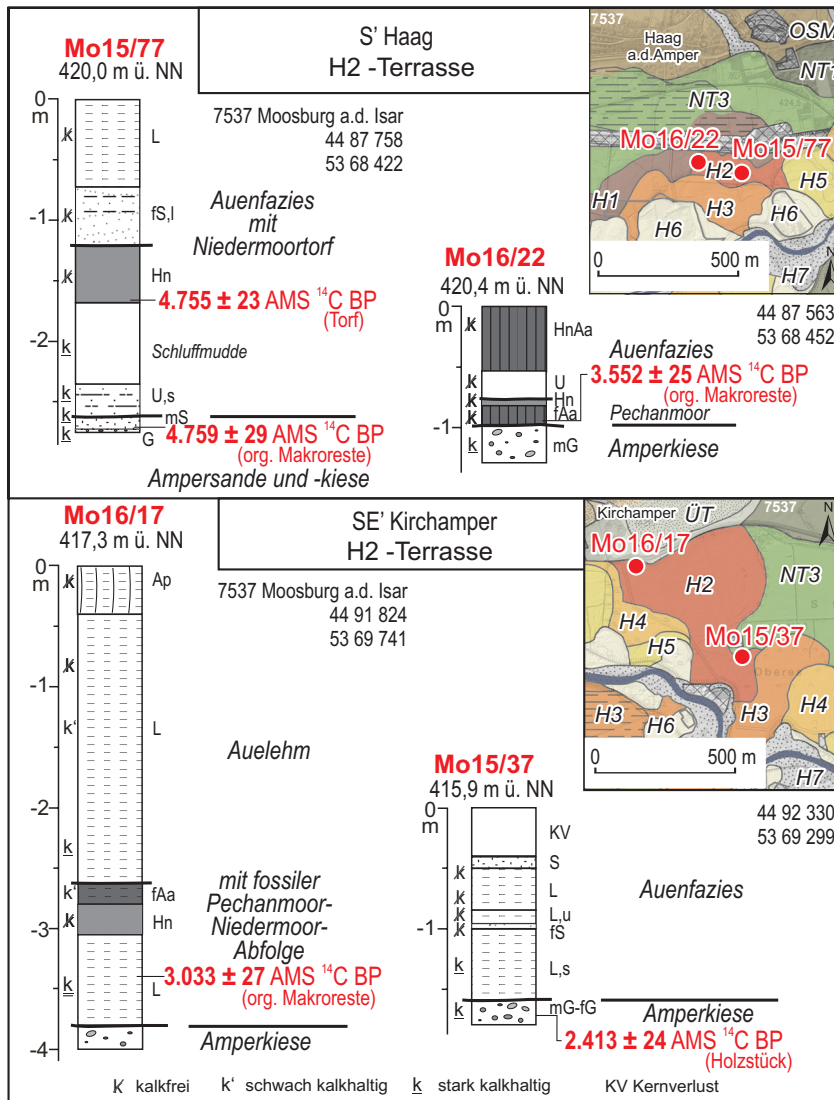


Abb. 27:  
<sup>14</sup>C-Alter organischer  
Makro- und Holzreste in  
Sondierungen auf Terrassen-  
flächen der H2 der  
Amper südlich von Haag  
(Mo15/77 und Mo16/22)  
und südöstlich von  
Kirchamper (Mo16/17  
und Mo15/37; Karten-  
grundlage: Top. Karte  
1:25 000 © Bayerische  
Vermessungsverwaltung  
2016).

Eine Sondierung auf der H2 der Amper südlich von Haag erbohrte eine bis 2,61 m u. GOK hinabreichende, zum Teil torfige Aurinnenfazies. Die Basis des 47 cm mächtigen dunkelbraun-schwarzen Torfes mit Basis in 1,67 m Tiefe u. GOK datiert mit einem Alter von  $4.755 \pm 23$  <sup>14</sup>C BP ins frühe Subboreal (Abb. 27: Mo15/77). Unter den Aurinnensedimenten folgt zunächst eine 11 cm mächtige Mittel- und Feinsandlage mit organischen Makroresten, die wahrscheinlich beim Bohren aus dem hangenden Torfhorizont nach unten verlagert wurden. Dadurch ist das fast identische <sup>14</sup>C-Alter eingelagerter organischer Makroreste mit der hangenden Torfbasis erklärbar. Die basalen Ampersande und -kiese der H2 müssen deutlich älter sein als die im frühen Subboreal einsetzende Niedermoorbildung in dieser ehemaligen Flussrinne. Weiter westlich setzte der Aufwuchs von An- und Niedermooren auf der H2 sogar erst im mittleren Subboreal um  $3.552 \pm 25$  <sup>14</sup>C BP ein (Abb. 27: Mo16/22), ein viel zu junges Alter für die Ablagerung der liegenden Amperkiese. Bereits im ausgehenden Subboreal war die Ausbildung der H2 südlich von Kirchamper abgeschlossen. Darauf weist das subboreale Alter von  $3.033 \pm 24$  <sup>14</sup>C BP nahe der Basis der lehmigen Aurinnenfüllung mit fossiler Pechanmoor-Niedermoor-Sequenz hin (Abb. 27: Mo16/17).

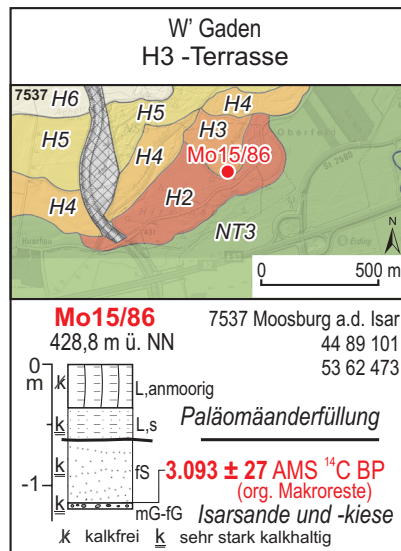


Abb. 28: <sup>14</sup>C-Alter organischer Makroreste in einer Sondierung auf der H3 der Isar westlich von Gaden (Mo15/86; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Deutlich zu jung erscheint das Alter von  $2.413 \pm 24$  <sup>14</sup>C BP eines Holzstücks aus den obersten Amperkiesen des H2-Mäanderbogens ebenfalls südöstlich von Kirchamper (Abb. 27: Mo15/37). Eventuell ist das kleine Holzstück aus den hangenden Deckschichten beim Bohren nach unten verlagert worden.

Die H3-Terrasse der Isar westlich von Gaden war nach dem Alter eines organischen Makrorest von  $3.093 \pm 27$  <sup>14</sup>C BP von der sandigen Basis ihrer Paläomäanderfüllung im späten Subboreal weitgehend abgeschlossen (Abb. 28). Isaraufwärts und isarabwärts entstand die H3 nach FELDMANN (1994) und SCHELLMANN et al. (1994) im Subboreal (ca. 4.600 bis 3.400 <sup>14</sup>C BP). Im angrenzenden Straubinger Donautal dauerte ihre Ausbildung nachweislich noch bis etwa 3.030 <sup>14</sup>C BP an (SCHELLMANN 2010).

Im Ampertal existierten große Areale der H3 südwestlich von Haag bereits im späten Subboreal. Schon um  $3.516 \pm 27$  <sup>14</sup>C BP begann der am Außenrand erhaltene Paläomäander zu verlanden (Abb. 29: Mo15/76). Im mittleren Subboreal um  $3.957 \pm 27$  <sup>14</sup>C BP war der am Außenrand der H3-Terrasse der Amper südöstlich von Inkofen erhaltene Paläomäander aktives Flussbett (Abb. 30: Mo16/07) und um  $1.532 \pm 20$  <sup>14</sup>C BP (429 - 592 cal AD) war er dann verlandet. Es entstand an der Basis der Verlandungssedimente das heute entkalkte schwarze Pechanmoor (Abb. 30: Mo16/08). Auch nordwestlich von Thonstetten war die dortige H3 um  $3.669 \pm 22$  <sup>14</sup>C BP (3925 - 4085 cal BP) und  $4.280 \pm 40$  <sup>14</sup>C BP (4722 - 4965 cal BP) in Ausbildung (Abb. 31: Mo17/04; Abb. 32: Mo16/69). Auch dort entstand lokal um  $1.630 \pm 30$  <sup>14</sup>C BP (346 - 535 AD) an der Basis torfiger und anmooriger Deckschichten (Torf-Anmoor-

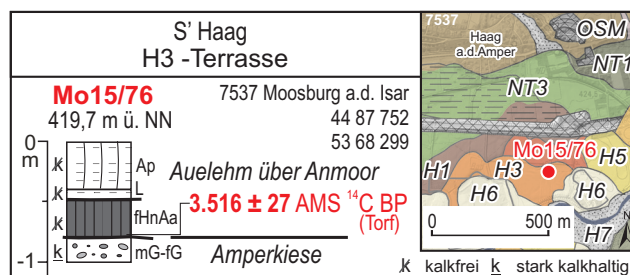


Abb. 29: <sup>14</sup>C-Alter organischer Makro- und Holzreste in einer Sondierung auf der H3 der Amper südlich von Haag (Mo15/76; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

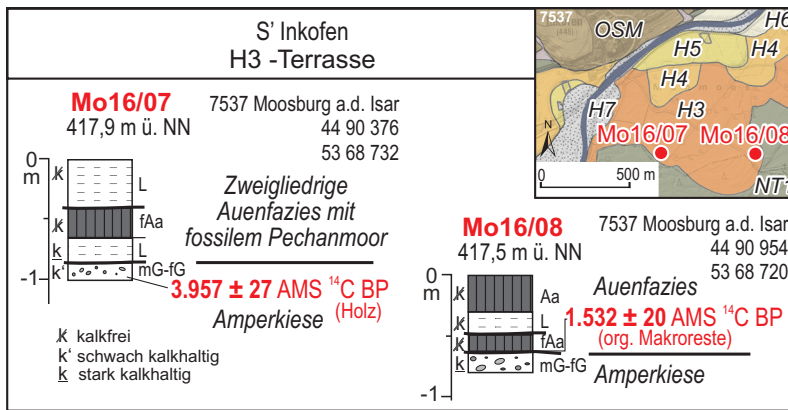


Abb. 30:  
<sup>14</sup>C-Alter organischer  
Makro- und Holzreste  
in Sondierungen auf der  
H3 der Amper südlich  
von Inkofen (Mo16/07 und  
Mo16/08; Kartengrundlage:  
Top. Karte 1:25 000 © Bayerische  
Vermessungsverwaltung  
2016).

Abfolge) ein schwach torfiges schwarzes Pechanmoor (Abb. 31: Mo17/04). Die ältesten Niedermoortorfe datieren schon auf  $3.606 \pm 22$  <sup>14</sup>C BP (3851 - 3975 cal BP; Abb. 32: Mo16/46). Sie belegen, dass zu dieser Zeit die Ausbildung der H3 in diesem Bereich weitgehend abgeschlossen war.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der H1- bis H3-Terrassen ermöglichten.

### 3.3.3.3 Jüngere Holozänterrassen H4 bis H7

#### Spätes Mittelholozän und Jungholozän

Die jüngeren Holozänterrassen H4 bis H7 der Isar sind großflächig beiderseits des begradigten Isarlaufs erhalten. Dabei nimmt der Flächenanteil der vier jüngeren Holo-

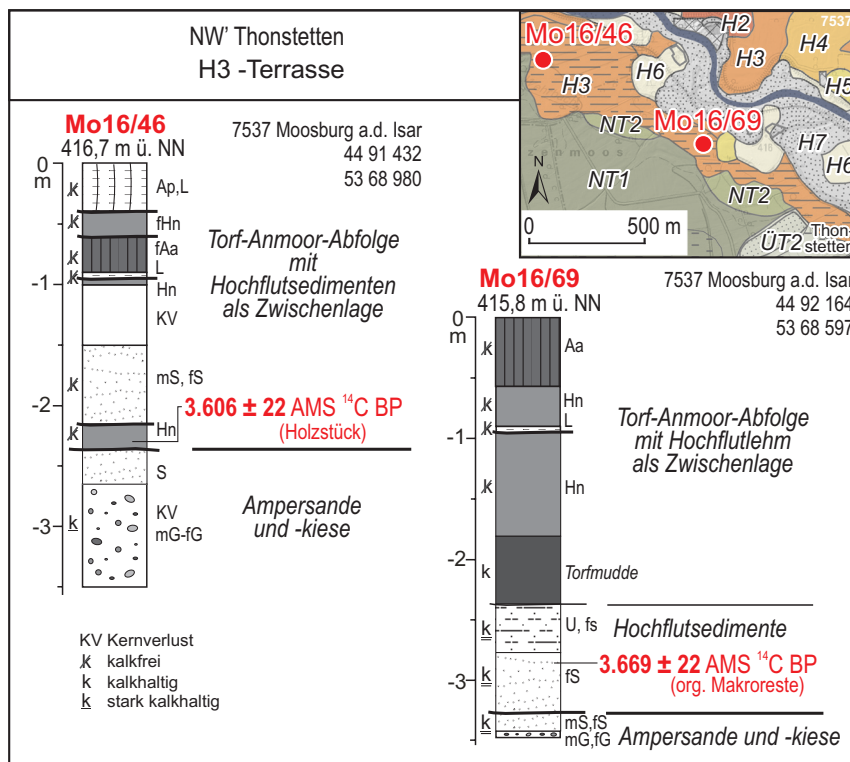


Abb. 31: Torfe, Anmoore und Hochflutsedimente auf der H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten (Sondierungen Mo16/46, Mo16/69; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

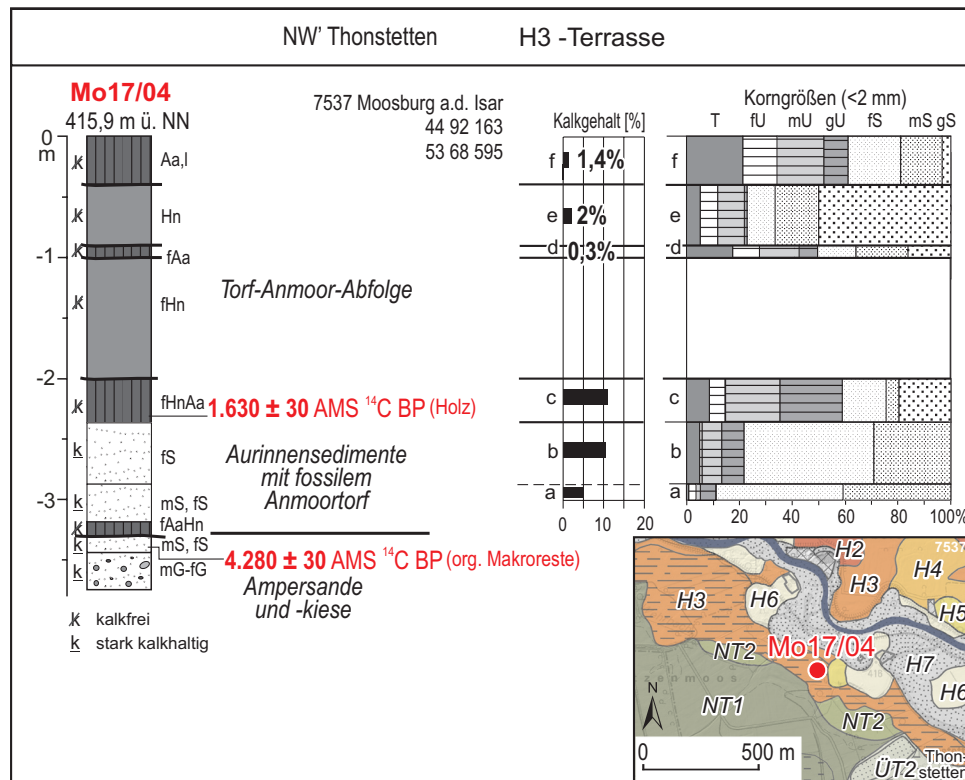


Abb. 32: Torfe, Anmoore und Hochflutsedimente auf der H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten (Sondierungen Mo17/04).

zänterrassen am jungquartären Isartalboden von der jüngsten H7 mit 16% über die H6 mit 9% zur H5 und H4 auf 4% bzw. 3% ab (Tab. 1). Alle vier jüngeren Holozänterrassen sind vorwiegend von Auenmergeln bedeckt, auf denen schwach entwickelte Auenpararendzinen (Kalkpaternien) verbreitet sind. Dabei nimmt die Farbe des Oberbodens von überwiegend hellgrauer Farbe bei den jüngsten neuzeitlichen Flussablagerungen der Isar, der H7-Terrasse, auf eine gelbbraune Farbe bei der ältesten jungholozänen H4-Terrasse zu. Nach FELDMANN & SCHELLMANN (1994) können die älteren jungholozänen Terrassen H4 bis H6 bereits schwach verbrauchte Cv-Horizonte im Liegenden der meist wenig humosen Oberböden besitzen.

Die jungholozänen Terrassen der Amper begleiten ebenfalls den heutigen Flusslauf meist auf beiden Seiten und nehmen über einen Drittel (36%) des jungquartären Talbodens ein (Tab. 1). Sie tragen ebenfalls großflächig Auensedimente, allerdings in Form kalkhaltiger Auelehme, auf denen mehr oder minder tief entkalkte Auenpararendzinen (Bild 19, Bild 20) entwickelt sind. Darunter folgen manchmal einige Dezimeter mächtiger Flusssande über Flusskiesen oder direkt sandige Amperkiese.

**Mächtigkeit:** Über die Mächtigkeit der jungholozänen Isar- und Amperkiese liegen mangels Aufschlüssen und entsprechend tiefen Bohrungen kaum Informationen vor. Im Bereich der jungholozänen Isarterrassen liegen die Kiesmächtigkeiten meist bei 4 bis 8 m (Abb. 18). Es gibt keine Informationen über die Tiefenlage der jeweiligen Terrassenbasen. In der Volkmannsdorferau sind die Isarkiese der H5 bis in eine Tiefe von



Bild 19: Großbogig schräggeschichtete Isarkiese der H5 in einer kleinen Baukiesgrube in der Volkmannsdorferau (Kap. 5: Aufschluss A5, siehe Abb. 35). Die Datierung von eingelagerten Holzkohleflittern aus 3,5 m Tiefe unter Flur ergaben ein Alter von  $1.763 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP (Tab. 5: Probe Is15/3; Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2015).



Bild 20: Stark kalkhaltige Auenpararendzina auf Auelehm über stark grobkiesigen Amperkiesen der H5 der Amper südlich von Kirchamper (Kap. 5: Aufschluss A6, siehe Abb. 40; Photo: G. SCHELLMANN März 2016).

4,3 m einsehbar (Kap. 5: A5), ohne dass die Kiesbasis erreicht wurde.

Aus dem Ampertal liegen kaum Daten zu den Kiesmächtigkeiten im Bereich der jungholozänen Amperauen vor. Südlich von Haag durchteufte eine Bohrung einen nur 3 m mächtigen Kieskörper der H7, der in 5 m Tiefe u. GOK dem tertiären Sohlgestein auflagerte (Kap. 6: Bohrung B10). Der bis in eine Tiefe von 1,2 m u. GOK aufgeschlossene Kieskörper der H5 in der kleinen Kiesgrube im Ampertal südwestlich von Kirchamper (Abb. 40) erreichte nicht deren Kiesbasis.

**Lithologie und Fazies:** Trotz des verzweigten Gerinnbettmusters der holozänen Isar besitzen die meist grobsandigen Mittel- bis Grobkiese der H5-Terrasse in der Volkmannsdorferau zumindest lokal eine großbogige Schrägschichtung (Bild 19). Petrographisch überwiegen kalkalpine Gerölle, wobei vor allem in der Fein- und Mittelkiesfraktion zahlreiche Quarze enthalten sind. Über den kiesigen Flussbettsedimenten folgen

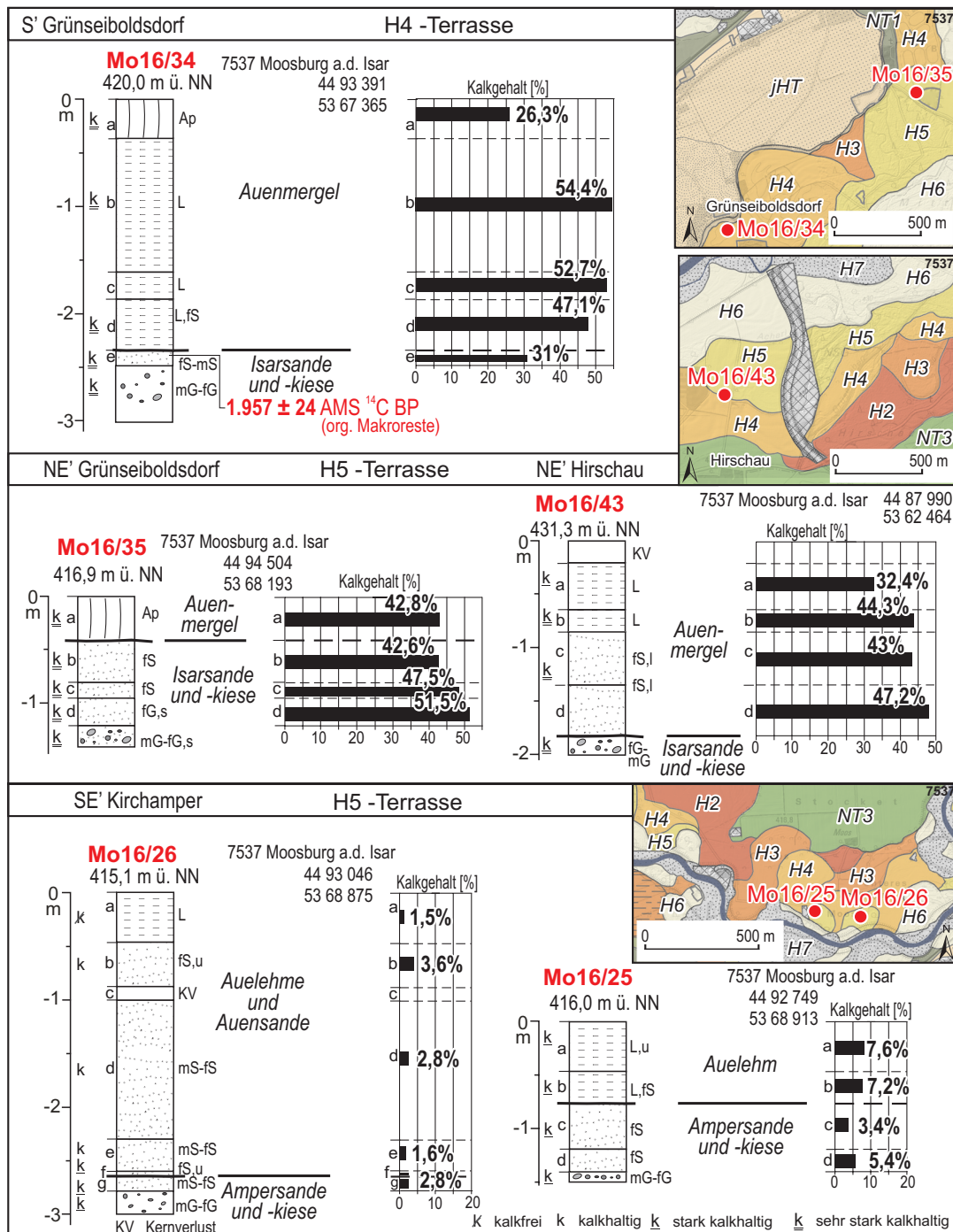


Abb. 33: Kalkgehalte jungholozäner Auenmergel im Isartal (Sondierungen Mo16/34, Mo16/35, Mo16/43) und jungholozäner Auelehme im Ampertal (Sondierungen Mo16/25, Mo16/26, siehe auch Abb. 38: Am16/1d; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

bei allen jungholozänen Auenterrassen der Isar in der Regel stark kalkhaltige Auenmergel.

Dabei besitzen die jungholozänen Auenmergel der H4 südlich von Grünseiboldsdorf Kalkgehalte zwischen 47 bis 54% (Abb. 33: Mo16/34), der H5 nordöstlich von Grünseiboldsdorf ca. 43% (Abb. 33: Mo16/35) und nordöstlich von Hirschau ca. 43 bis 47% (Abb. 33: Mo16/43). In den liegenden Flusssanden schwanken die Kalkgehalte zwischen 31 und 52%.

Auch die jungholozänen Amperkiese und -sande sind großflächig von feinklastischen Hochflutsedimenten bedeckt (Bild 20). Diese Auelehme sind primär, wahrscheinlich wegen höherer Anteile von kalkfreien Feinsedimenten aus dem beiderseits des Tals angrenzenden tertiären Hügelland, wesentlich kalkärmer. So besitzen die jungholozänen Auelehme der H5 südwestlich und südöstlich von Kirchamper lediglich Kalkgehalte zwischen 2 bis 9% (Abb. 33: Mo16/25, Mo16/26; Abb. 40: Am16/01).

Aufgrund der insgesamt geringen primären Kalkgehalte schreitet die pedogene Entkalkung relativ schnell voran. So sind die Auelehme auf den älteren jungholozänen Amperterrassen H4 bis H6 öfters bereits bis 0,3 bis 0,6 m unter Flur entkalkt.

**Alter und Fossilführung:** Im Einzelnen liegen bisher die nachfolgenden Daten zur Alterseinstufung der Jüngeren Postglazialterrassen von Isar und Amper vor. Die H4 der Isar südlich von Grüneiboldsdorf war nach der Datierung organischer Makroreste aus Flusssanden am Top ihrer kiesigen Flussbetsedimente um  $1.957 \pm 24$   $^{14}\text{C}$  BP (23 cal BC - 120 cal AD) noch in Ausbildung begriffen (Abb. 34: Mo16/34).

Weiter isarabwärts wurden in der Volkmannsdorferau die dort erhaltenen Kiese der H4 römerzeitlich um  $1.763 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP (213 - 352 cal AD) abgelagert (Abb. 35). Isaraufwärts und isarabwärts entstand die H4 nach FELDMANN (1994) in der Römerzeit um  $1.900 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP und nach SCHELLMANN et al. (1994) in der Eisen-/Römerzeit (2 Daten: um 350 v. Chr. und um  $1.775 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  BP). Im angrenzenden Straubinger Donautal datiert die dort erhaltene H4 aus dem Zeitraum 2.800 bis 1.360  $^{14}\text{C}$  BP (SCHELLMANN 2010).

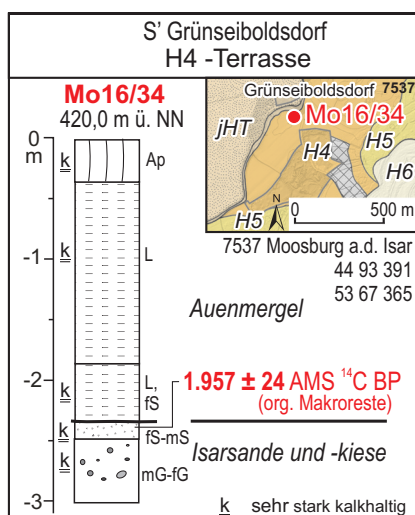


Abb. 34:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste in einer Sondierung (Mo16/34) auf der H4 der Isar südlich von Grüneiboldsdorf (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Die Ausbildung der H4 der Amper südwestlich von Inkofen reicht ebenso wie im Straubinger Donautal bis in das späte Subboreal zurück. So war eine ehemalige Flussrinne der H4 in der Flur „Mähmoos“ bereits um  $2.690 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  BP (895 - 807 cal BC) in Verlandung begriffen (Abb. 36: Mo16/10). In der Völkerwanderungszeit um  $1.430 \pm 23$   $^{14}\text{C}$  BP (588 - 654 cal AD) war die Ausbildung der H4 südwestlich von Inkofen weitgehend abgeschlossen (Abb. 36: Mo16/06).

Talabwärts war die unterhalb von Inkofen und südlich der Amper erhaltene H4 schon um  $1.971 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP (39 cal BC - 76 cal AD) weitgehend ausgebildet (Abb. 36: Mo16/09). Zu dieser Zeit setzte dort die Bildung eines lokalen, schwach torfigen Pechanmoors ein. Südöstlich von Kirchamper sind

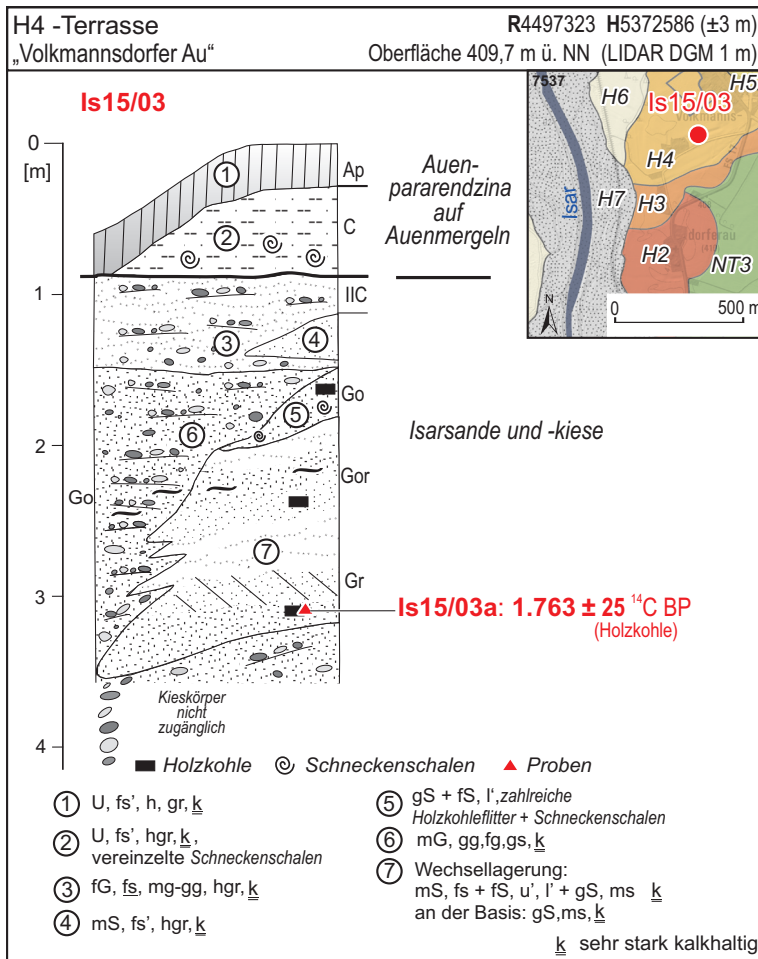


Abb. 35: <sup>14</sup>C-Alter von Holzkohlen einer versandeten Flussrinne der H4 der Isar in der Volkmanndorferau (Kap. 5; Aufschluss A5; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

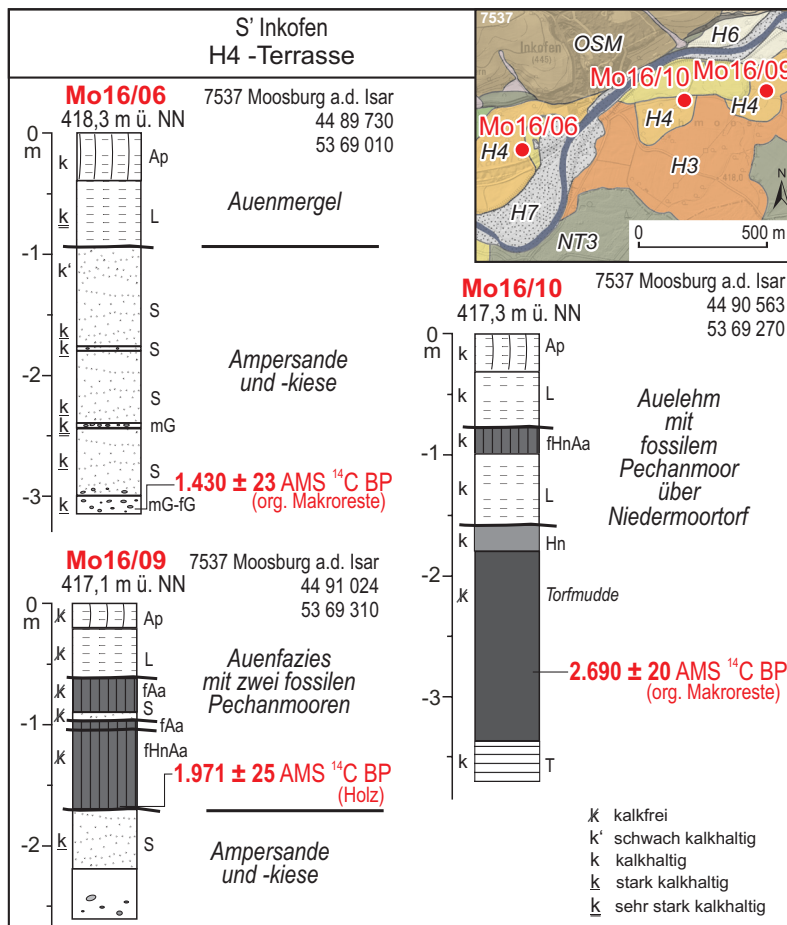


Abb. 36: <sup>14</sup>C-Alter organischer Makroreste und eines Holzstücks in Sondierungen auf Terrassenflächen der H4 der Amper südlich und südöstlich von Inkofen (Mo16/06, Mo16/09, Mo16/10; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

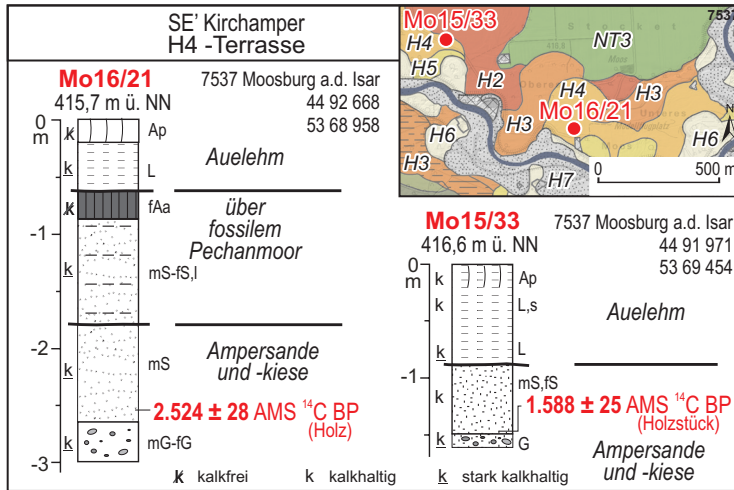


Abb. 37:  $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste und eines Holzstücks in Sondierungen auf den H4-Terrassen der Amper südöstlich von Kirchamper (Mo16/21 und Mo15/33; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

zwei große H4-Terrassenflächen erhalten. Die näher zum Dorf gelegene H4 war spät-römisch um  $1.588 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP (414 - 539 cal AD) (Abb. 37: Mo15/33) und die weiter talabwärts erhaltene H4 früheisenzeitlich um  $2.524 \pm 28$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 37: Mo16/21) in Ausbildung begriffen.

Insgesamt deutet sich damit im hier untersuchten Isar- und Ampertal an, dass die dort erhaltenen Flussbettsedimente der H4 im Zeitraum spätes Subboreal vor mehr als 2.700  $^{14}\text{C}$  BP bis in die späte Römerzeit um ca. 1.400  $^{14}\text{C}$  BP abgelagert wurden.

Schon im frühen Mittelalter um  $1.325 \pm 24$   $^{14}\text{C}$  BP (653 - 765 cal AD) war die H5 der Isar östlich von Niederhummel nach dem Alter organischer Makroreste von der Basis der schluffigen und lehmigen Auenfazies in Bildung begriffen (Abb. 38). Bereits um  $1.069 \pm 19$   $^{14}\text{C}$  BP (901 - 1018 cal AD) war sie dann an dieser Stelle von mehreren Dezimeter mächtigen Auemergeln bedeckt (Abb. 38).

Isaraufwärts und isarabwärts entstand die H5 nach FELDMANN (1994) im Mittelalter ohne genauere Altersbelege und nach SCHELLMANN et al. (1994: Tab. 1) im Früh- bis

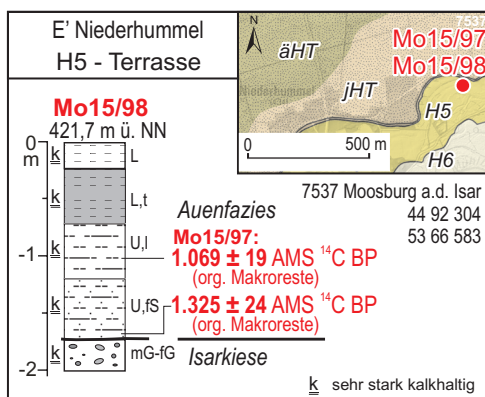


Abb. 38:  $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste in einer Sondierung (Mo15/98) auf der H5 der Isar östlich von Niederhummel (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Hochmittelalter (500 n. Chr. und vor 1558 AD). Im angrenzenden Straubinger Donautal datiert die dort erhaltene H5 nach SCHELLMANN (2010) ebenfalls ins Früh- bis Hochmittelalter und zwar in den Zeitraum nach 1.360  $^{14}\text{C}$  BP und bis um 605 - 704  $^{14}\text{C}$  BP (ca. nach 650 cal AD und bis um 1.300 bis 1.400 cal AD).

Im Ampertal datiert die dortige H5 ebenfalls ins Früh- und Hochmittelalter zwischen 1.439  $^{14}\text{C}$  BP (579 - 651 cal AD) und um 662  $^{14}\text{C}$  BP (1.280 - 1.389 cal AD). Um  $990 \pm 23$   $^{14}\text{C}$  BP (992 - 1.150 cal AD) war die H5 südwestlich von Inkofen in Bildung (Abb. 39: Mo16/04) und

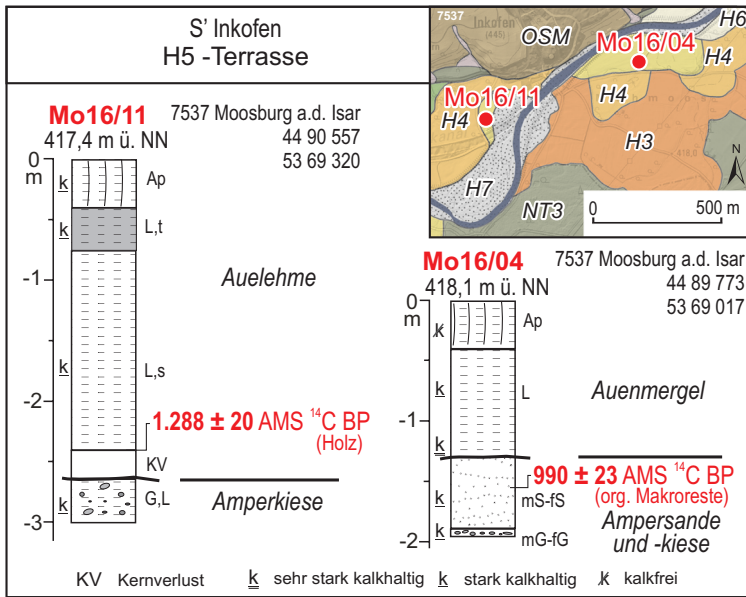


Abb. 39: <sup>14</sup>C-Alter organischer Makro- und Holzreste in Sondierungen (Mo16/04, Mo16/11) auf der H5 der Amper südwestlich und südöstlich von Inkofen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

schon um  $1.288 \pm 20$  <sup>14</sup>C BP (669 - 768 cal AD) waren südöstlich von Inkofen größere Areale westlich des Paläomäanders der H5 ausgebildet (Abb. 39: Mo16/11).

Amperabwärts entstand der große Mäanderbogen der H5 südlich von Kirchamper nach der Datierung einer am Top der Amperkiese eingelagerte Unioschale nach 2.096 <sup>14</sup>C BP (Abb. 40: Am16/01). Die Größenordnung des Hartwassereffekts, den Schalen von Flussmuscheln besitzen, ist leider nicht bekannt. Er ist die Ursache für das mit hoher Wahrscheinlichkeit um einige Jahrhunderte zu hohe <sup>14</sup>C-Alter.

Wenige hundert Meter weiter talabwärts war die dort ebenfalls nördlich der Amper erhaltene H5 um  $730 \pm 24$  <sup>14</sup>C BP (1.253 - 1.294 cal AD) noch in Ausbildung (Abb. 41: Mo16/19). In der nördlich der Amper gelegenen Flur „Unteres Moos“ südöstlich von Kirchamper ist der bisher älteste H5-Mäanderbogen erhalten. Organische Makroreste

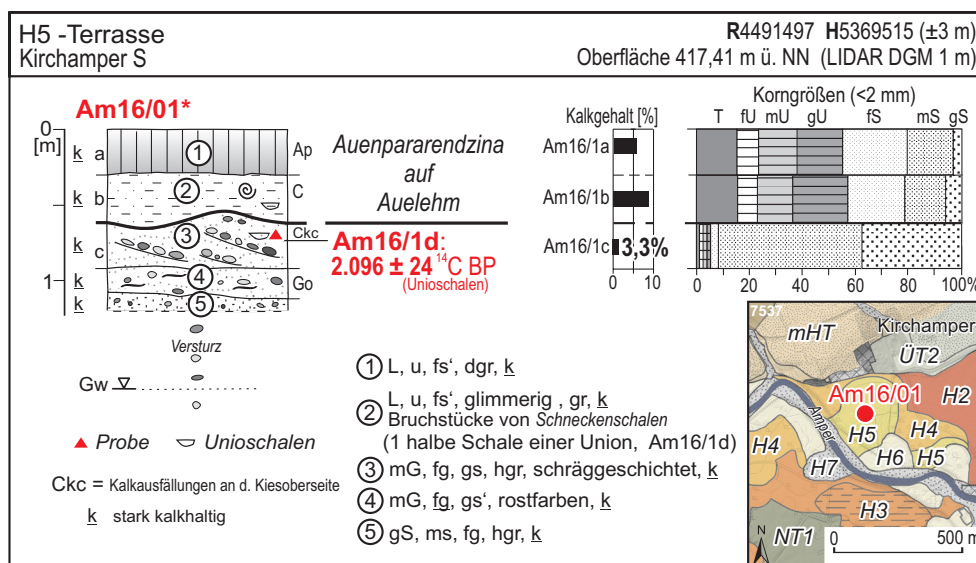


Abb. 40: Kleiner Kiesaushub (Kap. 5: Aufschluss A6) auf der H5 der Amper südlich von Kirchamper (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

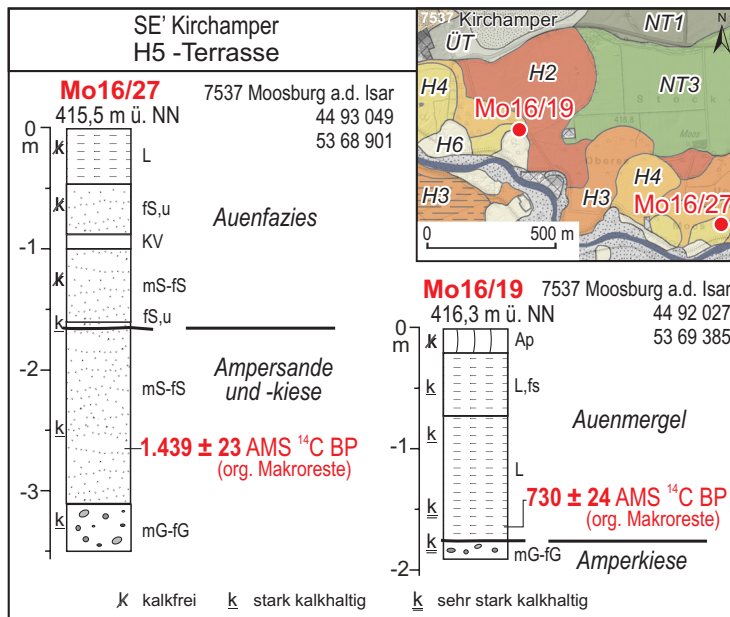


Abb. 41:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makro- und Holzreste in Sondierungen (Mo16/19, Mo16/27) auf Terrassenflächen der H5 der Amper südöstlich von Kirchamper (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

aus der sandigen Flussbettfazies datieren mit einem Alter von  $1.439 \pm 23$   $^{14}\text{C}$  BP (579 - 651 cal AD) in die Völkerwanderungszeit (Abb. 41: Mo16/27).

Deutlich jünger ist der nördlich der Amper gelegene Mäanderbogen der H5 in der Flur „Ländl“ südlich von Wang. Die im Paläomäander von der Basis der sandigen

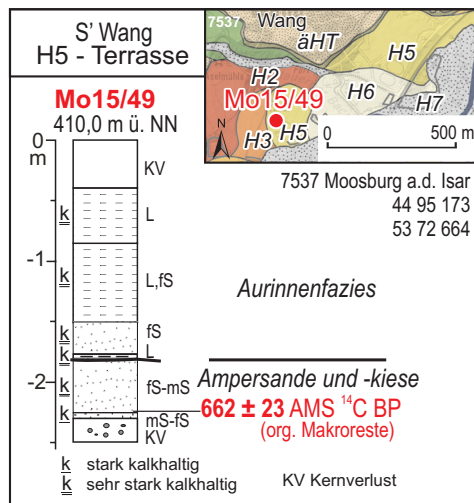


Abb. 42:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste in einer Sondierung (Mo15/49) auf der H5 der Amper südlich von Wang (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Flussbettsedimente geborgenen und datierten organischen Makroreste (Abb. 42: Mo15/49) erzielten ein späthochmittelalterliches Alter von  $662 \pm 23$   $^{14}\text{C}$  BP (1.280 - 1.389 cal AD).

Die beiden jüngsten Auenterrassen von Isar und Amper entstanden während der sogenannten „Kleinen Eiszeit“ von Mitte des 14. Jahrhunderts bis zur vollständigen Lauffestlegung ab Mitte des 19. und vor allem im frühen 20. Jahrhundert. Dabei fällt die Bildungszeit der H6 von Isar und Amper in den Zeitraum Spätmittelalter (nach dem 14. Jahrhundert) bis in die frühe Neuzeit und zwar einige Jahre vor Anfang des 19. Jahrhunderts. Bereits in den Uraufnahmen des frühen 19. Jahrhunderts, die im Blattgebiet um 1810 und 1811 AD erschienen sind, ist die Ausbildung der H6 beider Flüsse abgeschlossen, und es waren bereits die heute ältesten Auenbereiche der H7 der Isar entstanden (Abb. 45: vor 1810 AD). Auch isaraufwärts und -abwärts ist die Ausbildung der H6 der Isar deutlich vor dem 19. Jahrhundert beendet. Isaraufwärts geschah dies nach FELDMANN (1994: 242) vor 1768 AD, und isarabwärts nach SCHELLMANN (1988: 98) vor 1769 AD. Im angrenzenden Straubinger Donautal entstand die H6 nach histo-

riert

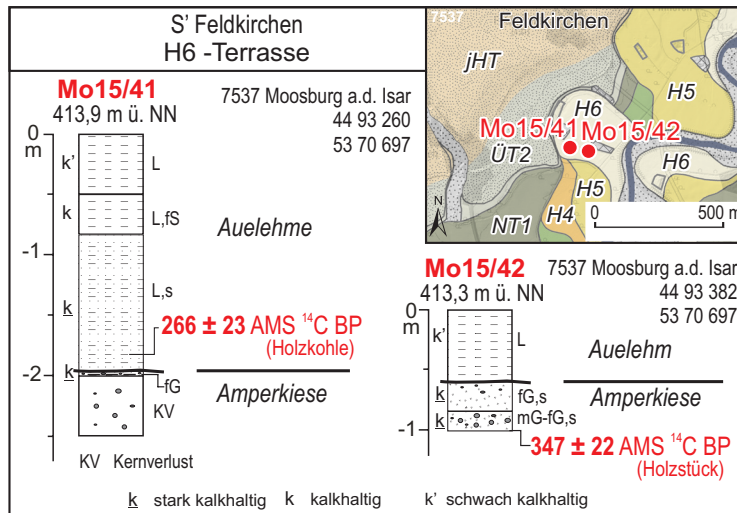


Abb. 43:

<sup>14</sup>C-Alter organischer Makroreste und eines Holzstücks in zwei Sondierungen (Mo15/41, Mo15/42) im Bereich des Mäanderbogens der H6 der Amper südlich von Feldkirchen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

rischen Karten und urkundlichen Erwähnungen von Flurnamen von der Mitte des 14. Jahrhunderts bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts (SCHELLMANN 2010: 60f.).

Aus dem Blattgebiet liegen bisher nur aus dem Ampertal zwei numerische Altersbelege aus den Sedimentkörpern der H6 vor, die obige Alterseinstufungen stützen. So ergab die Datierung eines Holzstücks aus der kiesigen Flussbettfazies des Paläomäanderbogens der H6 südlich von Feldkirchen (Abb. 43: Mo15/42) ein Alter von  $347 \pm 22$  <sup>14</sup>C BP (1.466 - 1.635 cal AD). Zu dieser Zeit war der Mäanderbogen weitgehend ausgebildet. Eine weitere Sondierung (Abb. 43: Mo15/41), die etwa 120 m weiter westlich am Außenrand des Mäanderbogens niedergebracht wurde, erbohrte Holzkohleflitter an der Basis des dort fast 2 m mächtigen Auelehms. Deren Alter von  $266 \pm 23$  <sup>14</sup>C BP (1.523 - 1.667 cal AD) weist darauf hin, dass die Ausbildung des Mäanderbogens abgeschlossen war.

Die H7 ist die jüngste Auenterrasse beider Flüsse. Sie entstand an der Amper im Zeitraum ab Mitte des 18. Jahrhunderts bis zur vollständigen Regulierung und Eindeichung der begradigten Amper, die im Blattgebiet zwischen 1907 bis 1913 durchgeführt wurde. Auch die H7 der Isar entstand wahrscheinlich ebenfalls schon ab Mitte des 18. Jahrhunderts. Sie endete auch dort mit den Isarkorrekturen des späten 19. und frühen 20. Jahrhunderts. Diese waren oberhalb der Brücke nach Oberhummel schon im Jahr 1895 (Staatsarchiv München, Akten des WWA München 1402/1 und 1402/4 „Isarkorrektur bei Oberhummel im Jahr 1895“) weit fortgeschritten.

Anschließend wurde die Isar zwischen Oberhummel und Moosburg vor allem in den Jahren 1910 bis 1919 (Pläne des Wasserwirtschaftsamt München aus den Jahren 1910 bis 1920; SEIBERT 1962: 16) und unterhalb von Moosburg bis zum Jahr 1928 (HEINDEL 1936: 39, 43) begradigt und mit Deichen eingefasst.

Historische Karten aus dem 19. Jahrhundert wie die Kataster-Uraufnahmen aus den Jahren 1810/11 und deren erste Revision im Jahr 1857 zeigen sehr schön den Gegensatz zwischen langsamen lateralen Mäanderverlagerungen der Amper und extremen

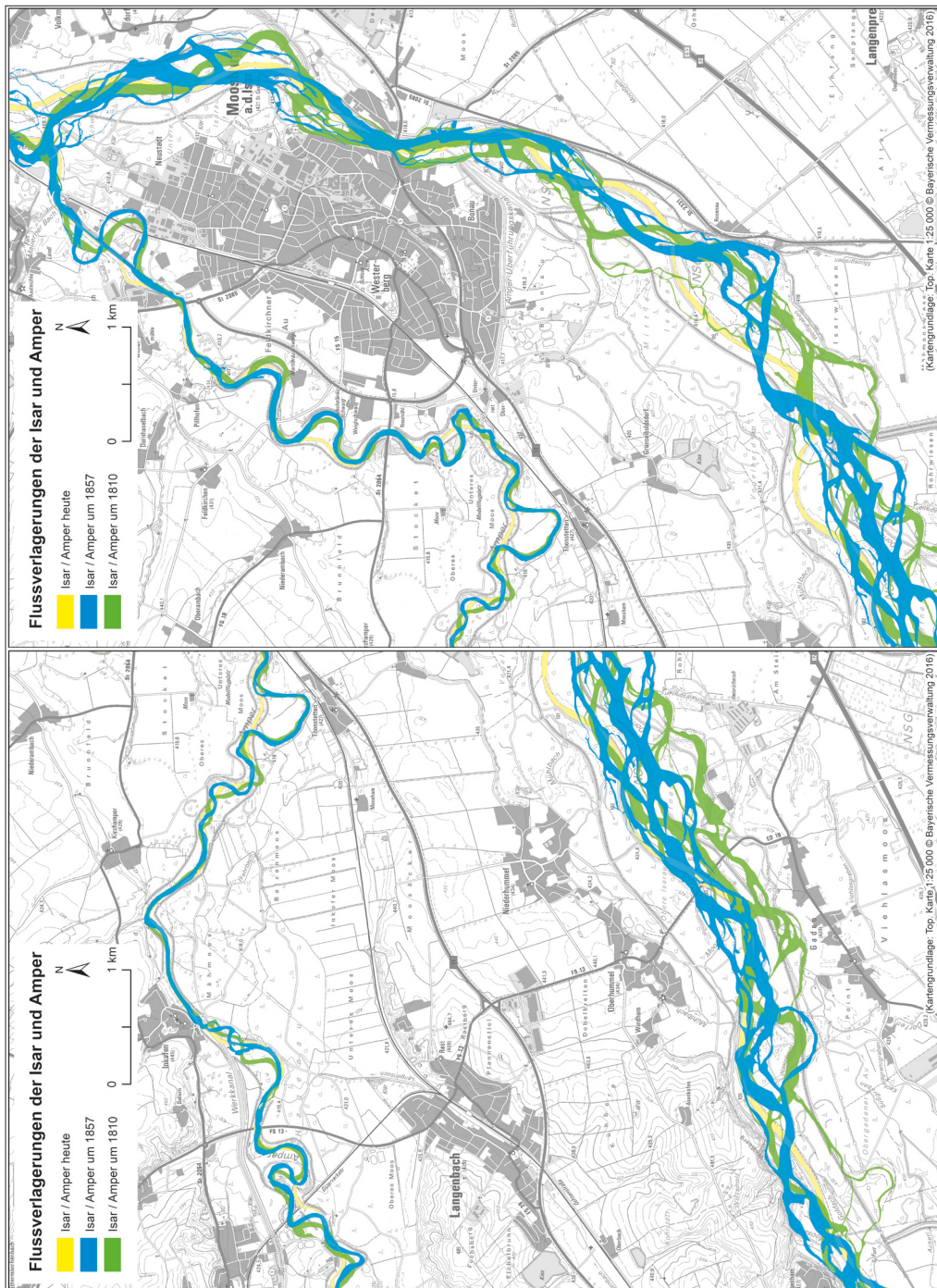


Abb. 44: Historische Flusslaufverlagerungen von Isar und Amper zwischen 1810 und 1857 sowie den endgültigen Flussläuffixierungen am Anfang des 20. Jahrhunderts (= heutiger Flusslauf) (Quelle: Bayerische Kataster-Uraufnahmen aus den Jahren 1810/11 und deren erste Revision im Jahr 1857; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Gerinnebettverlagerungen der vor allem oberhalb von Moosburg meist sehr stark verzweigten Isar (Abb. 44).

Mit Hilfe historischer Karten sowie unter Einbeziehung hochauflösender LiDAR-Daten und darin erkennbarer Paläo-Gerinnenbettmuster kann die H7 der Isar in unterschiedlich alte Auenareale unterteilt werden, wie dies in Abb. 45 beispielhaft für die neuzeitliche Isaraue bei Niederhummel und Oberhummel gezeigt wird. Selbst diese schon sehr genaue zeitliche Auflösung von Sedimentumlagerungen in der Aue von wenigen Jahrzehnten reicht aber immer noch nicht aus, um Zeiten verstärkter oder abgeschwächter Flussbettverlagerungen zu erkennen. Es scheint eher so, als ob der hier betrachtete Zeitraum zwischen ca. 1810 bis 1910 insgesamt ein Zeitraum



ungewöhnlich ausgeprägter Flussbettverlagerungen der Isar im Blattgebiet war. Mitverursacher könnten vor allem die oberhalb im Münchener und Freisinger Raum wiederholt durchgeführten Isarbegradigungen und anderen flussbaulichen Maßnahmen (HEINDEL 1936) gewesen sein.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es nur während der Blattaufnahme kurzfristig die in Abb. 35 und Abb. 40 dargestellten kleinen Aufschlüsse in der H4-Terrasse der Isar und der H5-Terrasse der Amper. Sie wurden noch vor Abschluss der Geländearbeiten bereits wieder weitgehend verfüllt.

### 3.2.3.3 Ehemalige Flussrinnen (Paläomäander)

*Holozän, jüngster Flusslauf in einer Terrassenoberfläche*

Die holozänen Terrassen in den Amperauen bestehen aus Mäanderterrassen, also aus fluvialen Anschüttungskörpern, die durch laterale Verlagerungen des Flussbettes entstanden sind. Im Zuge dieser Verlagerungen kam es häufig zur Ausbildung großer Mäanderbögen, deren Mäanderhals bei Flusslaufverkürzungen durchbrochen wurde. Dadurch wurde das innerhalb des Mäanderbogens erhaltene Amperbett zum Altarm, der nach und nach mit Hochflutsedimenten verfüllt wurde und so verlandete. In vielen Mäanderbögen sind diese mehr oder minder verlandeten Paläomäander der Amper noch heute erhalten und bilden eine markante morphologisch-geologische Tiefenzone. Natürlich durchziehen auch den Talboden des Isartales viele schmalere und breitere Paläo-Flussrinnen, die aber wegen ihrer hohen Zahl und ihrer geringen Breite in der Karte nicht dargestellt wurden.

**Mächtigkeit:** Die feinklastischen, z.T. torfigen und/oder anmoorigen Sedimentfüllungen sind im Ampertal öfters 2 bis 4 m mächtig (Abb. 26).

**Lithologie und Fazies:** Im basalen Bereich sind oft sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden meistens in feinsandige und kalkhaltige Auelehme übergehen. Paläomäander sind das Ergebnis eines mäandrierenden Flusslaufs. Dabei repräsentiert die morphologische Form inklusive ihrer überwiegend feinklastischen Sedimentfüllungen das ehemalige Flussbett, das nach dem Verlassen mit Hochwasserablagerungen nach und nach oder in mehreren Zyklen verfüllt wurde.

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

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der Paläomäanderfüllungen gewährten.



Bild 21: Überlaufquelle genannt „Schlottbrunnen“ in den Schlottwiesen westlich von Zustorf (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2016). Die Quelle liegt in der Randsenke der NT3 vor dem Anstieg zur hochglazialen Niederterrasse (NT1). Die Quellschüttung ist sehr gering, kaum wahrnehmbar. Die topographische Lage des Schlottbrunnens zeigt Abb. 46.

### 3.2.3.4 Niedermoor

#### *Spätwürm und Holozän*

Im südwestlichen Blattgebiet reicht südlich von Gaden das ehemals größte zusammenhängende Moorgebiet Bayerns (VIDAL et al. 1966: 15), das Erdinger Moos oder Isarmoor genannt, ins Blattgebiet hinein. Viehlassmoos und Trattmoos bilden dort trotz zahlreicher Entwässerungsgräben und der Grundwasserabsenkung vor allem durch Bau des Mittleren Isarkanals in den 1920er Jahren eine heute noch etwa 4,1 km<sup>2</sup> (413 ha) große Niedermoorfläche. Früher war es allerdings wesentlich ausgedehnter. Noch um 1930 erstreckte sich das Erdinger Moos nach einer Kartierung von DIENER (1931) weit nach Nordosten bis südlich von Moosburg und besaß eine Fläche von etwa 15,9 km<sup>2</sup> (1590 ha). Heute sind die Torfe dort weitgehend mineralisiert und zum Teil durch Winderosion abgetragen. Dadurch sind in ehemaligen Flussrinnen und in der Randsenke der NT3 heute großflächig Anmoore verbreitet, die manchmal noch relikthaft erhaltene Niedermoor torfe überdecken (Abb. 20 bis Abb. 23).

Beim Erdinger Moos handelt sich um ein von Grundwasseraustritten ernährtes Quellmoor, das im Moorentwicklungskonzept Bayerns auch als „Schotterplattenquellmoor“ bezeichnet wird (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2005: 52ff.). Der „Schlottbrunnen“ in der Flur „Schlottwiesen“ westlich von Zustorf ist ein solcher Quellaustritt (Bild 21), der auch in der Bayerischen Kataster-Uraufnahme des Gebietes aus dem Jahr 1811 verzeichnet ist (Abb. 46). Er liegt in der vermoorten Randsenke der NT3 unmittelbar am Anstieg zur hochglazialen Niederterrasse NT1. Heute ist die Quellschüttung sehr gering, kaum wahrnehmbar.

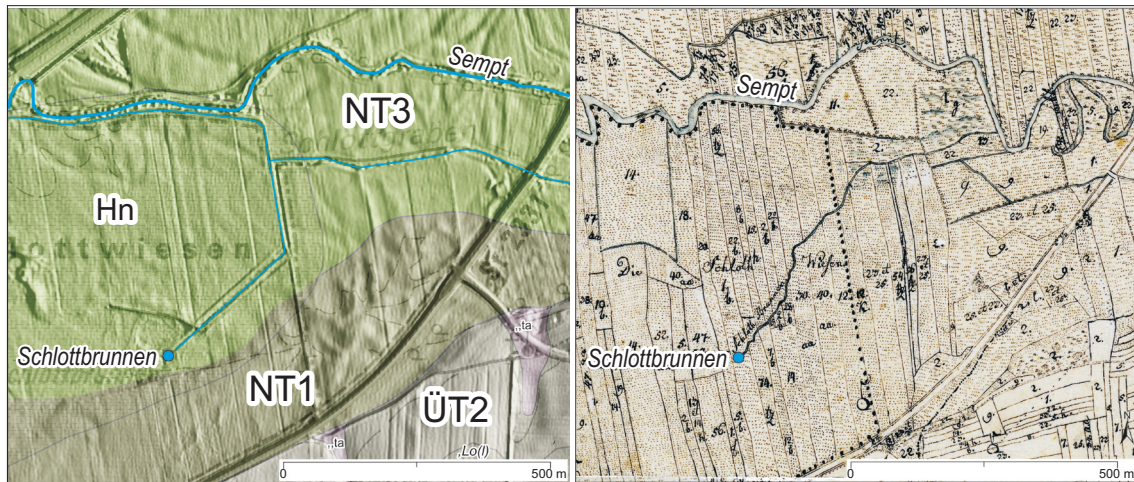


Abb. 46: Entwässerungsgräben und Flureinteilungen der Schlottwiesen mit dem Schlottbrunnen im Erdinger Moos westlich von Zustorf, rechts in der Bayerischen Uraufnahme Blatt NO XIV 12 von 1811 (Kartengrundlage: Uraufnahmen und LiDAR-Daten 1 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Das Niedermoorgebiet südöstlich von Gaden wurde bis Mitte des 19. Jahrhunderts wohl überwiegend als Viehweide und Streuwiesen genutzt (DIENER 1931). Allerdings zeigen bereits die Kataster-Uraufnahme von 1811 in den Schlottwiesen westlich von Zustorf (Abb. 46) und auch das Kartenblatt Nr. 71 Erding des topographischen Atlas von Bayern aus dem Jahr 1824 im Niedermoorgebiet westlich von Zustorf, dort wo die Sempt in das hoch- und spätwürmzeitliche Isartal einmündet, die Existenz von ersten Entwässerungsgräben. Diese Art der Moorkultivierung wurde dann aber vor allem in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts mit Anlage weiterer Entwässerungsgräben und Torfstiche deutlich gesteigert. Anders als die revidierten Kataster-Uraufnahmen aus dem Jahr 1857 zeigt das Positionsblatt 616 Wartenberg, erschienen im Jahr 1875, erstmalig Entwässerungsgräben und Torfstiche in großen Arealen des Niedermoorgebiets südöstlich von Gaden (Abb. 47). Vor allem die Zahl der Torfstiche hat sich dann in der Folgezeit bis in die 1960er Jahre weiter erhöht. Das belegen die topographische Karte des Deutschen Reichs im Maßstab 1:200 000 Blatt 181 München von 1909, die Kartierung der Kultivierung des Erdinger Moos durch DIENER (1931) sowie die Ausgaben der TK25 Blatt 7537 Moosburg aus den Jahren 1960, 1963 und 1969. In den 1970er Jahren wurde die Torfstiche weitgehend eingestellt und das Viehlaßmoos südöstlich von Gaden im Jahr 1983 unter Naturschutz gestellt.

Die Trockenlegung der Niedermoorgebiete durch Grundwasserabsenkungen und Entwässerungsgräben ab Mitte des 19. Jahrhunderts führten letztlich nicht nur zum starken Rückgang der ehemals ausgedehnten Niedermoorflächen im Erdinger Moos, sie lösten auch eine starke Winderosion aus, die in zahlreichen Staubstürmen in den 1930er bis 1960er Jahren gipfelte (SEPP & STEIN 2006; KARL 1965: 5).

Auch im Ampertal treten im Bereich ehemaliger Paläomäander kleinräumige Vermoorungen („Altwassermoore“) auf, die meist nur wenige Zentimeter bis Dezimeter

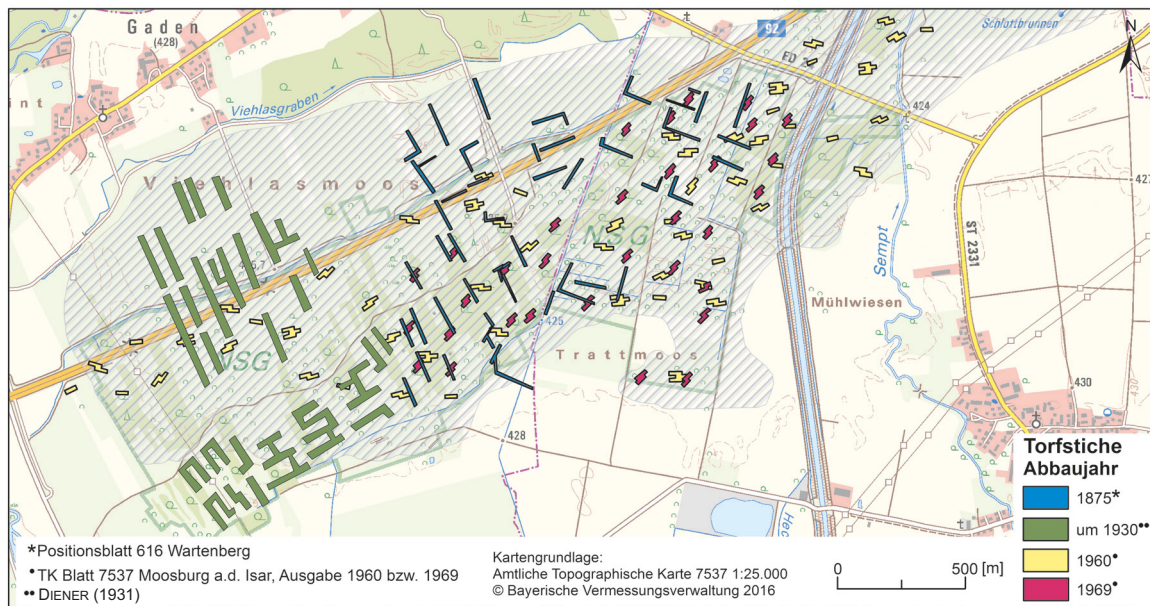


Abb. 47: Torfstiche im Erdinger Moos auf Blatt 7536 Moosburg nach topographischen Karten aus den Ausgabejahren 1875 (=Positionsblatt 616 Wartenberg), 1931 (=DIENER 1931), 1960 und 1968 (=TK25 7537 Moosburg; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

mächtig sind (Abb. 27, Abb. 36). Sie sind in der geologischen Karte nicht dargestellt. Auch die innerhalb der Anmoorgebiete manchmal noch nicht mineralisierten, sondern noch erhaltenen lokalen Torfvorkommen wie auf der hochwürmzeitlichen Niederterrasse (NT1) der Amper nordöstlich von Langenbach (Abb. 13) sind in der Karte wegen ihrer geringen Größe nicht wiedergegeben. Das größte Niedermoorgebiet mit einer Ausdehnung von etwa 34 ha (0,34 km<sup>2</sup>) befindet sich auf der H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten. Hinzu kommt südwestlich und westlich von Haag am Außenrand der NT3 eine meist nur geringmächtige Randsenkenvermoorung, die zum Teil auf die angrenzende H1 der Amper und auf den Hangfuß zum angrenzenden Tertiärhügelland übergreift. Der Torf wurde nach BRUNNACKER (1962) früher in kleineren Torfstichen genutzt. Dieses zweite größere Niedermoorgebiet im Ampertal mit etwa 26 ha (0,26 km<sup>2</sup>) Ausdehnung erstreckt sich weiter talaufwärts, wo es im Bereich des westlichen Nachbarblatts 7536 Freising Süd eine noch größere Ausdehnung erreicht (BRUNNACKER 1962).

**Mächtigkeit:** Die Torfe im Bereich des Niedermoorgebietes südlich von Gaden inklusive anmooriger Zwischen- oder Toplagen erreichen heute selten Mächtigkeiten von mehr als 1,5 m (Abb. 11, Abb. 20 bis Abb. 23). Meist sind sie nur 0,4 bis 1,2 m mächtig. Dabei treten größere Vermoorungen vor allem in den zahlreichen ehemaligen Flussrinnen und im Bereich der Randsenke der NT3 auf. Oft reichen die Torfe nicht bis an die Geländeoberfläche, sondern sind von einigen Dezimetern, selten über 1 m mächtigen Hochflutmergeln bedeckt.

Im Ampertal besitzen die Torfe westlich von Haag nach Sondierungen und einer Schürfgrube von VIDAL & HOHENSTATTER (1962: 37 und 49f.) maximale Mächtigkeiten

von 1,70 m. Auf der NT1 nordöstlich der Einmündung des Langenbachtals treten lokal weitere Anmoor-Niedermoor-Abfolgen, wobei die Torfe meist nur wenige Dezimeter Mächtigkeit erreichen (Abb. 13). Dagegen können die auf der H3 nordwestlich von Thonstetten verbreiteten Anmoore, Torfe und Torfmudden manchmal bis in 2,4 m Tiefe unter GOK hinabreichen (Abb. 31: Sondierung Mo16/69; Abb. 32: Sondierung Mo17/04). Bisweilen sind dort allerdings mächtigere sandige Hochflutsedimente zwischen den organischen Horizonten eingeschaltet (Abb. 31).

**Lithologie:** Bezüglich der lithologischen Gegebenheiten im Erdinger Moos sei auf die moorgeologischen und -bodenkundlichen Spezialuntersuchungen von VIDAL & HOHENSTATTER (1959) im Bereich des südwestlichen Nachbarblatts 7637 Freising Süd verwiesen. Ebenso wie dort, handelt es sich auch im Blattgebiet überwiegend um meist stark zersetzte, kalkfreie, manchmal auch stark kalkhaltige, braune bis dunkelbraune Seggen-Schilf-Torfe (*Carex-Phragmites*-Torfe) örtlich mit Linsen aus Alm und Eisenocker. Lokal auftretende fossile Anmoorhorizonte oder eingeschaltete Lagen aus Hochflutlehm (Abb. 22) belegen zeitweilige Unterbrechungen der Torfbildung.

Im Niedermoorgebiet südlich von Gaden sind mit den Torfen und Anmooren hin und wieder geringmächtige und seitlich auslaufende Linsen von Alm und Lagen von Eisenocker verzahnt. Eisenocker als grundwasserbedingte Eisenausfällung entsteht nach BRUNNACKER (1959a: 73) wahrscheinlich unter Beteiligung von Bakterien (siehe auch OVERBECK 1975: 115). Der Alm, abgeleitet von „*terra alba*“ (MÜNICHSDORFER 1927: 59), ist in Bayern ein weißer, ungeschichteter, lockerer Quellkalk aus kleinen Körnern von fast reinem Kalziumkarbonat, der häufig Molluskenschalen führt (VIDAL et al. 1966: 178).

Eine ausführliche Beschreibung der Verbreitung und Genese von Almvorkommen im Erdinger Moos geben VIDAL et al. (1966). Bezüglich der lithologischen Zusammensetzung und Genese des teilweise über 1 m mächtigen Alms im Bereich des südwestlichen Nachbarblatts 7636 Freising Süd sei auf VIDAL & HOHENSTATTER (1959: 43ff. und 68ff.) verwiesen. Mit der Genese der Almbildungen in Südbayern befassen sich JERZ (1983) und weitere dort zitierte Arbeiten.

Die Randsenkenvermooring im Ampertal westlich von Haag besteht nach VIDAL & HOHENSTATTER (1962) überwiegend aus *Carex-Phragmites*-Niedermoortorfen und *Sphagnum-Polytrichum*-Waldmoortorfen.

**Alter:** Nach den bisher vorliegenden massenspektrometrischen Radiokohlenstoff-Datierungen setzte der Torfaufwuchs im Erdinger Moos an mehreren Stellen erst im ausgehende Boreal bis mittleren Atlantikum um ca. 6.500 bis 7.500 <sup>14</sup>C BP ein (Abb. 11; Abb. 20; Abb. 22). An anderen Stellen begann er sogar erst im Subboreal nach 4.600 und 3.800 <sup>14</sup>C BP (Abb. 21; Abb. 23). Im Bereich des südwestlichen Nachbarblatts 7636

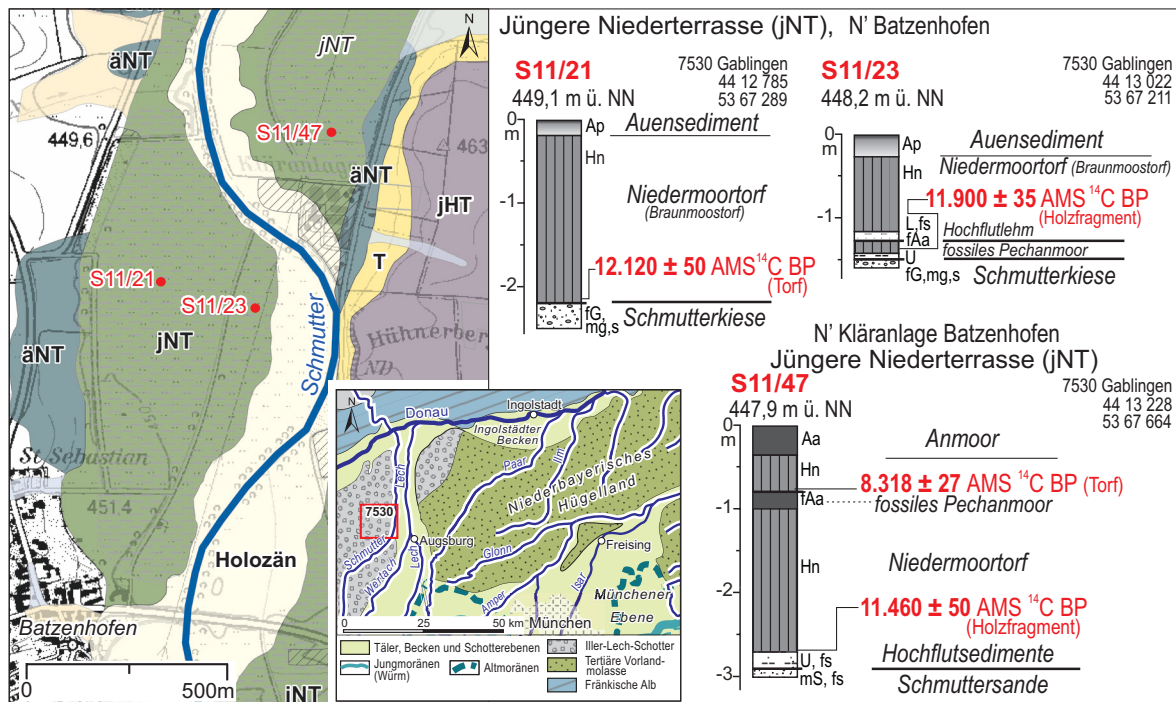


Abb. 48: Beginn des Torfaufwuchs im Niedermoorgebiet auf der jüngeren Niederterrasse (jNT) der Schmutter zwischen Batzenhofen und Gablingen (Sondierungen S11/23, S11/47, S11/21). Zur Geologie siehe auch SCHELLMANN (2016a) und (2016b) (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Freising Süd setzte nach pollenanalytischen Untersuchungen von SCHMEIDL (in BRUNNACKER 1959a: 61ff.) der Aufwuchs des Torfes im Erdinger Moos früher ein und zwar spätestens im ausgehenden Präboreal.

Deutlich älter sind die Niedermoorbildungen im Ampertal. Bereits im Bølling/Allerød-Interstadial (*sensu* HOEK & BOHNCKE 2001) begann vor etwa 11.650  $^{14}\text{C}$ -Jahren der Torfaufwuchs auf der NT1 der Amper nordöstlich von Langenbach (Abb. 13: Sondierung Mo15/09). Ähnlich frühe spätglaziale Niedermoorbildungen sind zum Beispiel aus Tälern des bayerischen Alpenvorlandes um 12.370  $^{14}\text{C}$  BP vom Gundelfinger Moos im bayerischen Brenztal bei Sontheim, wo das Torfwachstum bis in die Jüngere Dryaszeit um 10.560  $^{14}\text{C}$  BP andauerte (SCHELLMANN 2017: 7428 Dillingen West). Am Beginn des Bølling-Interstadials um 12.200  $^{14}\text{C}$  BP begann im Schmuttertäl ein Torfwachstum auf der jüngeren Niederterrasse (jNT) nordwestlich von Markt (SCHELLMANN 2016a: 96f.) und nach neueren Datierungen um 12.120 bis 11.460  $^{14}\text{C}$  BP auf der jNT zwischen Batzenhofen und Gablingen (Abb. 48; SCHELLMANN 2016b: 30). Im Straubinger Donautal kam es im Bereich der spätglazialen NT3 bereits um 12.690  $^{14}\text{C}$  BP und verstärkt ab 12.152  $^{14}\text{C}$  BP zum Auswuchs von Niedermooren. Dieser Aufwuchs dauerte in der Randsenke der NT3 der Donau bei Atting zum Teil kontinuierlich bis in die Jüngere Dryas um 10.400  $^{14}\text{C}$  BP hinein an (SCHELLMANN 2010: 29ff.).

Nach pollenanalytischen Untersuchungen von SCHMEIDL (1962) setzte die Torfbildung in der Randsenke der NT3 westlich von Haag in der Jüngeren Dryas (Pollenzone

III nach FIRBAS 1949) ein und dauerte mindestens bis ins Boreal an. Deutlich jünger sind die Torfe und Anmoore auf H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten (Abb. 31, Abb. 32), die erst im Subboreal entstanden nach 4.280 <sup>14</sup>C BP um ca. 3.600 <sup>14</sup>C BP und ab 1.630 <sup>14</sup>C BP.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der Niedermoore gewährten.

### 3.2.3.5 Anmoor mit Alm-Einlagerungen

#### *Spätwürm und Holozän*

Anmoore sind organomineralische Böden, die einen Anteil von Torf oder Torfmudde haben können. Dabei ist die Grenze zwischen Nieder- und Anmooren und auch die Grenze zwischen Anmooren und Mineralböden vor allem bei ackerbaulicher Nutzung mit Unsicherheiten behaftet. Zudem ist der Übergang vom Niedermoor zum Anmoor häufig fließend, nicht zuletzt weil letztere im Blattgebiet häufig durch Zersetzung ehemaliger Torfe entstanden sind.

Im Blattgebiet besitzen die Anmoore oft eine schwarze bis schwarzgraue Farbe, sind häufig sehr tonig und sind manchmal entkalkt. Diese schwarzen, häufig stark tonigen, oft entkalkten Anmoorvarianten wurden von BRUNNACKER (1959b) im Sinne von KUBIENA (1953) als „Pechanmoore“ bezeichnet. SCHELLMANN (1988; ders. 1998; ders. 2017) konnte im unteren Isartal und im Dillinger Donautal zeigen, dass die dort verbreiteten alt- und frühmittelholozänen Pechanmoore in morphologischen Hochpositionen bzw. in Trockenstandorten in Feuchtschwarzerden (Tschernitzen, Pseudotschernoseme) übergehen. Letzteres konnte mangels Aufschlüssen im Blattgebiet bisher nicht gefunden werden, ist aber wahrscheinlich auch hier verbreitet.

Größere Anmoorgebiete mit lokalen Almeinlagerungen befinden sich vor allem auf der NT3 der Isar in östlicher Fortsetzung des Niedermoorgebietes südlich von Gaden zwischen Zustorf, Rosenau und Langenpreising. Unterhalb von Langenpreising erstreckt sich ein weiteres ausgedehntes Anmoorgebiet. Es liegt im Vorland der höherliegenden Übergangsterrasse und folgt weitgehend der Randsenke der NT3, wobei zum östlichen Blattrand hin auch die dort erhaltenen schmalen Terrassenleisten von NT2 und NT1 ganz oder bei der NT1 in tieferen Rinnen Anmoore tragen.

Im Ampertal sind die Torfe in den Fluren „Unteres Moos“ bzw. „Inkofer Moos“ heute weitgehend zu Anmooren abgebaut (Abb. 13). Dagegen sind meist nur die obersten Dezimeter der Niedermoor torfe auf der H3 nordwestlich von Thonstetten in Anmoore umgewandelt (Abb. 31; Abb. 32).

**Mächtigkeit:** Die einzelnen rezenten und fossilen Anmoor-Horizonte (Aa, fAa) sind meistens etwa 10 bis 50 cm mächtig.

**Lithologie:** Anmoore bestehen in der Regel aus einem Gemisch von Mineralboden (Ton, Schluff, Sand, Lehm) und 15 bis 30 Masse-% stark organischer Substanz (AG BODEN 2005: 94; OVERBECK 1975: 47). Sie sind im Blattgebiet häufig das Abbauprodukt von Torfen. Das gilt insbesondere für große Areale des früher weiter nach Nordosten bis südlich von Moosburg reichenden Erdinger Mooses (DIENER 1931), in dem heute nur noch nördlich und nordöstlich von Zustorf Anmoore, manchmal mit lokalen Torfinseln verbreitet sind.

Ähnliches gilt auch für die ehemalige ausgedehnte Randsenkenvermooring der NT3 der Isar unterhalb von Langenpreising und der NT1 der Amper unterhalb von Langenbach. Statt Niedermoortorfe sind in diesen drei Gebieten heute meist nur geringmächtige Anmoore weit verbreitet und nur noch lokal kleine Inseln mit Niedermoortorfen. Beispiele solcher lokaler Torfvorkommen befinden sich auf der NT3 der Isar bei Zustorf (Abb. 20: Mo15/67), nordwestlich von Langenpreising (Abb. 23: Mo15/73) oder bei Rosenau (Abb. 21: Mo16/70) und auf der NT1 der Amper nordöstlich von Langenbach (Abb. 13: Mo15/09).

In den Anmoor- und Niedermoorgebieten sind mit den Torfen und Anmooren hin und wieder geringmächtige und seitlich auslaufende Linsen von Alm verzahnt wie zum Beispiel auf der hochglazialen Niederterrasse NT1 der Isar westlich von Zustorf (Abb. 11) oder auf der NT3 der Isar nördlich von Zustorf (Abb. 20: Mo15/26).

**Alter:** Die Anmoore des Isartals entstanden im Blattgebiet ähnlich wie die Torfe, aus denen viele hervorgegangen sind, erst seit dem Mittelholozän. Nach Datierungen organischer Makroreste von der Basis der Anmoore oder unterlagernder Hochflutsedimente ist die Bildung schwarzer Anmoore auf der NT3 der Isar in der Flur „Isarwiesen“ nördlich von Zustorf jünger als 7.500 <sup>14</sup>C BP (Abb. 20: Mo15/30). In der Randsenke der NT3 der Isar bei Zustorf und nordwestlich von Langenpreising setzte sie anscheinend erst im Subboreal nach ca. 4.700 <sup>14</sup>C BP ein (Abb. 20: Mo15/26; Abb. 23) und im Bereich der NT3 der Isar östlich von Rosenau sogar noch später und zwar erst nach 3.800 <sup>14</sup>C BP (Abb. 21:).

Auch im Ampertal sind die an der Oberfläche verbreiteten oder als fossile Horizonte erhaltenen Anmoorbildungen überwiegend erst seit dem Mittelholozän, vor allem seit dem Subboreal entstanden. Das gilt für die rezenten oder fossilen Anmoorhorizonte im Niedermoorgebiet auf der H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten (Abb. 31, Abb. 32). Es trifft ebenso zu für die fossilen Anmoore im Bereich holozäner Paläomaänder und Aurinnen auf der H2 und der H3 südlich von Haag (Abb. 27: Mo16/22; Abb. 29: Mo15/76) oder südöstlich von Kirchamper (Abb. 27: Mo16/17). Das fossile Pechanmoor an der Basis der Paläomaänderfüllung der H3 der Amper südlich von Inkofen entstand dagegen erst im älteren Subatlantikum um 1.500 <sup>14</sup>C BP (Abb. 30: Mo16/08). Ein ähnlich junges Alter besitzen auch die fossilen Anmoorhorizonte,

die in Sedimentfüllungen eisen-/römerzeitlicher Aurinnen und Paläomäander der H4 der Amper erhalten sind. So entstanden die südöstlich von Inkofen in solchen Rinnenfüllungen der H4 erhaltenen fossilen Anmoore deutlich nach 2.690 <sup>14</sup>C BP (Abb. 36: Mo16/10) im älteren Subatlantikum um 1.900 <sup>14</sup>C BP (Abb. 36: Mo16/09). In dieser Zeit dürfte auch das entkalkte Pechanmoor entstanden sein, das am Top der primären Auensedimentation der H4 der Amper südöstlich von Kirchamper unter jungen Auelehmen angetroffen wurde (Abb. 37; Mo16/21). Die liegenden Ampersande wurden um 2.524 ± 28 <sup>14</sup>C BP abgelagert. Die Bildung des hangenden Pechanmoors setzte wahrscheinlich nur wenige Jahrzehnte später ein.

Anders ist die Situation im Bereich der jüngeren subatlantischen Terrassen H5 bis H7 von Amper und Isar. Dort wurden auch kleinräumig keine rezenten oder fossilen Anmoore angetroffen. Wahrscheinlich verhinderte eine erhöhte Sedimentation klastischer Auensedimente im Bereich dieser jungen Auenterrassen im jüngeren Subatlantikum eine Anmoorbildung.

Vergleicht man die aus dem Blattgebiet vorliegenden Bildungszeiten von Pechanmooren mit anderen bayerischen Flusstälern, so fehlen im Blattgebiet bisher spätglaziale Bildungen, wie sie aus anderen Alpenvorlandstälern bekannt sind. So bildeten sich Pechanmoore bereits im Bølling/Allerød-Interstadial auf der Riedhausen-Gundelfinger NT3 der bayerischen Donau oberhalb von Dillingen (SCHELLMANN 2017) oder vor mehr als 10.560 <sup>14</sup>C-Jahren auf der NT3 des Lechtals nördlich von Langweid (SCHIELEIN & SCHELLMANN 2016: 129). Im Schmuttertäl südlich von Gablingen entstanden die ersten Pechanmoore wahrscheinlich ebenfalls schon im Bølling/Allerød-Interstadial (Abb. 47: Sondierung S11/23; SCHELLMANN 2016a: 34). Weitere schwarze Anmoore stammen dort aus dem mittleren Boreal vor ca. 8.300 <sup>14</sup>C Jahren (Abb. 47: Sondierung S11/47) und aus dem Atlantikum bis Subboreal, manchmal sogar erst aus dem Subatlantikum (SCHELLMANN 2016a: 34; SCHELLMANN 2016b: 101; SCHIELEIN & SCHELLMANN 2016: 127ff.).

Auch in anderen Tälern des bayerischen Alpenvorlandes entstanden Pechanmoore noch bis ins ausgehende Subboreal und Subatlantikum hinein und damit länger, als dies für das Isartal von FELDMANN & SCHELLMANN (1994) sowie SCHELLMANN (1998: 189f.) beschrieben wurde. So ist zum Beispiel auch im Schmuttertäl südlich von Westendorf ein dort unter jungen Hochflutlehmern begrabenes Pechanmoor jünger als 2.620 <sup>14</sup>C BP (SCHIELEIN & SCHELLMANN 2016: Abb. 6). Auch auf der hochglazialen Niederterrasse NT1 der Donau südlich von Dillingen entstand ein dort unter jungen Hochflutsedimenten der Glött begrabenes, toniges und entkalktes Pechanmoor erst im späten Subboreal zwischen 4.170 und 2.770 <sup>14</sup>C BP. Weiterhin bildet sich dort in einem Paläomäander der H3-Terrasse noch vor etwa 3.600 und jünger als vor 3.100 <sup>14</sup>C-Jahren eine Pechanmoor-Torf-Pechanmoor-Abfolge (SCHELLMANN 2017). Vom Tal

Tab. 5: Alter organischer Substanzen von im Text genannten <sup>14</sup>C-Datierungen.

Strat.	Pr.-Nr.	Fundort	Herkunft, Material	x	y	Probe	Sand/Kies-	<sup>14</sup> C BP	±	cal BP; cal BC/AD	d <sup>13</sup> C	Labor-Nr.
						Tiefe (m)	oberkante (m)			2 sigma (>95%)		
<b>Ampertal</b>												
H6	Mo15/41	S' Feldkirchen	Basis Auelehm, Holzkohle	4493263	5370697	1,83	1,96	<b>266</b>	<b>23</b>	1523 - 1667 cal	-28,6	MAMS 26184
H6	Mo15/42	S' Feldkirchen	Flusskiese, Holz	4493382	5370697	0,90	0,60	<b>347</b>	<b>22</b>	1466 - 1635 cal AD	-29,3	MAMS 26185
H5	Mo15/49	S' Wang	Flusssande, Holz, org. Makroreste	4495173	5372664	2,25	1,80	<b>662</b>	<b>23</b>	1280 - 1389 cal AD	-29,4	MAMS 26186
H5	Mo16/19	SE' Kirchhamper	Basis Auelehm, org. Makroreste	4492027	5369385	1,65	1,75	<b>730</b>	<b>24</b>	1253 - 1294 cal AD	-27,5	MAMS 27724
H5	Mo16/04	S' Inkofen	Flusssande, org. Makroreste	4489773	5369017	1,6	1,3	<b>990</b>	<b>23</b>	992 - 1150 cal AD	-25,2	MAMS 27719
H5	Mo16/11	SE' Inkofen	Auelehm, Holz	4490557	5369320	1,92	2,64	<b>1288</b>	<b>20</b>	669 - 768 cal AD	-24,5	MAMS 29358
H5	Mo16/27	SE' Kirchhamper	Flusssande, Holz	4493049	5368901	2,65	0,87	<b>1439</b>	<b>23</b>	579 - 651 cal AD	-28,2	MAMS 27728
H5	Am16/1d	Kirchhamper S	Schale einer <i>Unio</i> sp.	4491497	5369515	0,75	0,6	<b>2096</b>	<b>24</b>	Hartwassereffekt ?	-8,1	MAMS 27730
H4	Mo16/06	S' Inkofen	Flusskiese, org. Makroreste	4489730	5369010	3,1	0,95	<b>1430</b>	<b>23</b>	588 - 654 cal AD	-27,5	MAMS 27720
H4	Mo15/33	SE' Kirchhamper	Flusssande, Holz	4491971	5369454	1,48	0,87	<b>1588</b>	<b>25</b>	414 - 539 cal AD	-30,5	MAMS26182
H4	Mo16/09	SE' Inkofen	Basis Pechanmoor, Holz	4491024	5369310	1,7	1,7	<b>1971</b>	<b>25</b>	39 cal BC - 76 cal AD	-28,7	MAMS 27722
H4	Mo16/21	SE' Kirchhamper	Flusssande, org. Makroreste	4492668	5368958	2,55	0,87	<b>2524</b>	<b>28</b>	794 - 544 cal BC	-33,1	MAMS 27725
H4	Mo16/10	SE' Inkofen	Holz und org. Makroreste	4490563	5369270	2,80		<b>2690</b>	<b>20</b>	895 - 807 cal BC	-20,3	MAMS 29357
H3	Mo16/08	SE' Inkofen	Pechanmoor Basis, org. Makroreste	4490954	5368720	0,63	0,63	<b>1532</b>	<b>20</b>	429 - 592 cal AD	-28,0	MAMS 29356
H3	Mo17/04	NW Thonstetten	Pechanmoor Basis, org. Makroreste	4492163	5368595	2,36	3,30	<b>1630</b>	<b>30</b>	346 - 535 cal AD	-29,3	Beta 477825
H3	Mo15/76	S' Haag, Amper	Pechanmoor Basis, org. Makroreste	4487752	5368299	0,80	0,80	<b>3516</b>	<b>27</b>	3704 - 3866 cal BP	-27,7	MAMS 25698
H3	Mo16/46	NW Thonstetten	Basis Torf, Holz	4491432	5368980	2,30	2,36	<b>3606</b>	<b>22</b>	3851 - 3975 cal BP	-27,0	MAMS 29359
H3	Mo16/69	NW Thonstetten	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4492164	5368427	2,87	3,30	<b>3669</b>	<b>22</b>	3925 - 4085 cal BP	-30,0	MAMS 29360
H3	Mo17/04	NW Thonstetten	Flusssande, org. Makroreste	4492163	5368595	3,40	3,30	<b>4280</b>	<b>30</b>	4822 - 4955 cal BP	-29,3	Beta 474762
H2	Mo15/37	SE' Kirchhamper	Flusskiese, org. Makroreste	4492330	5368299	1,72	1,60	<b>2413</b>	<b>24</b>	729 - 404 cal BC	-28,4	MAMS 26183
H2	Mo15/77	S' Haag, Amper	Torfbasis, org. Makroreste	4487758	5368422	1,67	2,61	<b>4755</b>	<b>23</b>	5465 - 5585 cal BP	-25,4	MAMS 26192
H2	Mo15/17	S' Haag, Amper	org. Makroreste, umgelagert ?	4492754	5368422	2,69	2,61	<b>4759</b>	<b>29</b>	5333 - 5587 cal BP	-20,0	MAMS 25699
H2	Mo16/17	SE' Kirchhamper	nahe Basis Auelehm, org. Makroreste	4491824	5369741	3,4	3,8	<b>3033</b>	<b>27</b>	3160 - 3343 cal BP	-25,2	MAMS 27723
H2	Mo16/22	S' Haag	Basis Anmoor, org. Makroreste	4487563	5368452	0,98	0,98	<b>3552</b>	<b>25</b>	3724 - 3914 cal BP	-29,2	MAMS 27726
NT3	Mo16/07	SE' Inkofen	Flusskies, Holz	4490376	5368732	0,98	0,85	<b>3957</b>	<b>27</b>	4349 - 4518 cal BP	-28,5	MAMS 27721
NT1	Mo15/17	NE' Langenbach	Basis Pechanmoor, org. Makroreste	4490422	5367899	0,70	0,73	<b>4432</b>	<b>28</b>	4877 - 5275 cal BP	-17,7	MAMS 25693
NT1	Mo15/09	NE' Langenbach	Torfbasis, org. Makroreste	4489953	5367648	1,30	1,30	<b>11653</b>	<b>42</b>	13410 - 13573 cal BP	-27,5	MAMS 25692
<b>Isartal</b>												
H5	Mo15/97	E' Niederhummel	Basis Auenmergel, org. Makroreste	4492303	5366583	1,00	1,73	<b>1069</b>	<b>19</b>	901 - 1018 cal AD	-20,7	MAMS 26193
H5	Mo15/98	E' Niederhummel	Basis Auenmergel, org. Makroreste	4492304	5366583	1,70	1,73	<b>1325</b>	<b>24</b>	653 - 765 cal AD	-1,1	MAMS 25701
H4	Is15/3a	Volkmanndorfer Au	Flussbetsed., Holzkohle	4497323	5372586	3,20	0,90	<b>1763</b>	<b>25</b>	213 - 352 cal AD	-26,5	MAMS 25703
H4	Mo16/34	S' Grünselboldsdorf	Flusssande, org. Makroreste	4493391	5367365	2,44	2,34	<b>1957</b>	<b>24</b>	23 cal BC - 120 cal AD	-29,7	MAMS 27729
H3	Mo15/86	W' Gaden	Flusssande, org. Makroreste	4489101	5362473	1,15	0,64	<b>3093</b>	<b>27</b>	3233 - 3373 cal BP	-21,3	MAMS 25700
NT3	Mo16/70	E' Rosenau	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4495925	5366208	3,83	3,87	<b>3835</b>	<b>22</b>	4150 - 4354 cal BP	-23,5	MAMS 29361
NT3	Mo15/73	W' Langenpreising	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4496108	5365522	1,56	1,79	<b>4606</b>	<b>29</b>	5287 - 5450 cal BP	-19,4	MAMS 25697
NT3	Mo15/26	N' Zustorf	Basis Auenmergel, org. Makroreste	4495778	5364258	1,13	1,27	<b>4765</b>	<b>29</b>	5464 - 5588 cal BP	-15,1	MAMS 25694
NT3	Mo15/54	Viehlassmoos	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4492042	5363608	1,17	1,17	<b>5183</b>	<b>24</b>	5908 - 5990 cal BP	-22,4	MAMS 26187
NT3	Mo15/63	Viehlassmoos	Torfbasis, org. Makroreste	4491918	5362650	1,55	1,55	<b>6543</b>	<b>30</b>	7421 - 7505 cal BP	-27,5	MAMS 26189
NT3	Mo15/62	S' Gaden	Torfbasis, org. Makroreste	4492351	5363059	1,53	1,53	<b>6687</b>	<b>25</b>	7506 - 7595 cal BP	-24,6	MAMS 29362
NT3	Mo15/59	Viehlassmoos	Torfbasis, org. Makroreste	4491372	5362372	1,88	1,90	<b>6964</b>	<b>32</b>	7698 - 7862 cal BP	-27,0	MAMS 26188
NT3	Mo15/67	Schlottwiesen	nahe Torfbasis, org. Makroreste	4493844	5363759	1,60	1,75	<b>7049</b>	<b>26</b>	7836 - 7946 cal BP	-23,0	MAMS 26191
NT3	Mo15/58	S' Gaden	Torfbasis, org. Makroreste	4490942	5362171	2,60	2,84	<b>7416</b>	<b>33</b>	8178 - 8329 cal BP	-29,6	MAMS 25696
NT3	Mo15/30	N' Zustorf	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4494855	5365600	1,34	1,60	<b>7541</b>	<b>33</b>	8315 - 8413 cal BP	-15,5	MAMS 25695
NT1	Mo15/65	Schlottwiesen	Torfbasis	4494074	5363668	2,49	2,50	<b>7400</b>	<b>27</b>	8175 - 8316 cal BP	-22,5	MAMS 26190
<b>Schmuttertal</b>												
JNT	S11/23	Schnuttertal	Holzstück	4413022	5367211	1,38	1,50	<b>11900</b>	<b>35</b>	13578 - 13785 cal BP	-25,4	MAMS 29364
JNT	S11/47	Schnuttertal	Torf	4413228	5367664	0,80	2,92	<b>8318</b>	<b>27</b>	9265 - 9434 cal BP	-23,3	MAMS 29363
JNT	S11/47	Schnuttertal	Holzstück	4413228	5367664	2,71	2,92	<b>11460</b>	<b>50</b>	13185 - 13431 cal BP	-27,9	Beta 303175
JNT	S11/21	Schnuttertal	org. Makroreste	4412785	5367289	2,18	2,20	<b>12120</b>	<b>50</b>	13798 - 14136 cal BP	-30,9	Beta 298031

<sup>14</sup>C-Labor-Nr.: MAMS = Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie Mannheim; Beta = Beta Analytic Miami  
cal. BP, cal. BC/AD: kalibriert mit Calib Rev 7.0.4 (IntCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit

der Kleinen Laber südlich von Regensburg berichtet NILLER (2001) von einem jüngeren Anmoor-Torf-Komplex, der ebenfalls erst im jüngeren Subboreal zwischen 2.500 bis 3.200 <sup>14</sup>C BP entstanden ist. SCHELLMANN (in diesem Band: 7139 Aufhausen) weist daraufhin, dass in den Talauen von Kleiner und Großer Laber weitere fossile schwarze Anmoore erst im Subatlantikum nach 2.140<sup>14</sup>C BP (Kleine Laber) bzw. 2.010 <sup>14</sup>C BP (Große Laber) entstanden sind.

Insofern endete die Bildungszeit schwarzer Anmoore in den bayerischen Talauen zu verschiedenen Zeiten. In den großen Tälern von Isar und Donau endete sie weitgehend im späten Subboreal bereits vor dem Subatlantikum, während ihre Bildung in

den kleineren Tälern von Amper, Schmutter und den beiden Labertälern noch bis ins Subatlantikum hinein möglich war, wahrscheinlich wegen einer dort noch wesentlich geringeren Suspensionsfracht der Hochwässer bis ins Mittelalter hinein.

Im Bereich der Anmoor- und Niedermoorgebiete treten im Isartal öfters örtlich begrenzte Linsen oder Lagen von Alm auf. Über deren Bildungszeit liegen aus dem Blattgebiet kaum Informationen vor. Die westlich von Zustorf erbohrte Almlage (Abb. 11: Sondierung Mo15/65) ist wahrscheinlich im Atlantikum einige Zeit nach 7.400 <sup>14</sup>C BP entstanden. Weitere Almausfällungen nördlich von Zustorf (Abb. 20: Sondierung Mo15/26) sind deutlich jüngere, wahrscheinlich subboreale Bildungen nach 4.700 <sup>14</sup>C BP.

Beide Altershinweise stehen im Einklang mit den pollenanalytischen Untersuchungen von SCHMEIDL (in BRUNNACKER 1959a: 61ff.) im Bereich des Erdinger Moos auf dem südwestlichen Nachbarblatt 7636 Freising Süd. Danach sind die dortigen Almausfällungen im mittleren Atlantikum spätestens zu Beginn der Pollenzone VII entstanden. Das Ende der Almbildung im Erdinger Moos sehen VIDAL et al. (1966: 192) im frühen Subatlantikum in einer durch keltenezeitliche Rodung bedingten Änderung des Grundwasserhaushaltes. Auch im bayerischen Donautal bei Dillingen entstand der dort auf der NT3 weit verbreitet Alm erst ab dem mittleren Atlantikum und dauerte wahrscheinlich bis zu Beginn des Subboreals an (SCHELLMANN 2017).

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der Anmoore gewährten.

### 3.3.3.6 Künstliche Ablagerungen, künstlich verändertes Gelände

#### *Jungholozän, Industriezeitalter*

Sowohl künstliche Aufschüttungen, Kanalbauten und auch anthropogen stark veränderte Areale wurden als eigene Kartiereinheit dargestellt, sofern größere Areale davon betroffen sind. Anthropogene Umgestaltungen, zum Beispiel durch Gewerbegebiete, Sportplätze, Verkehrswegebau, Dammbauten oder Siedlungstätigkeit lassen sich aus den topographischen Karten ableiten. Sie wurden als künstlich verändertes Gelände nur dargestellt, wenn die stratigraphische Einstufung des geologischen Untergrundes in diesen Arealen unsicher ist. Eine Besonderheit künstlich veränderter Gelände sind mehrere Kanalbauten wie der zwischen 1920 und 1930 gebaute Kanal der Mittleren Isar mit Thenner See, Pfrombach Kraftwerk, Ausgleichsweiher und Uppenborn Kraftwerk I. Hierzu zählt auch der im Jahr 1923 fertig gestellte Amper-Werkkanal mit dem Kraftwerk Haag sowie der Amper-Überleitungskanal westlich von Moosburg. Bei allen drei Kanälen und bei den Kraftwerksbauten wurde die quartäre Talfüllung bis zum tertiären Sohlgestein entfernt und damit ein ungehindertes Strömen von Grundwasser im quartären Kieskörper in ihrem Bereich beendet.

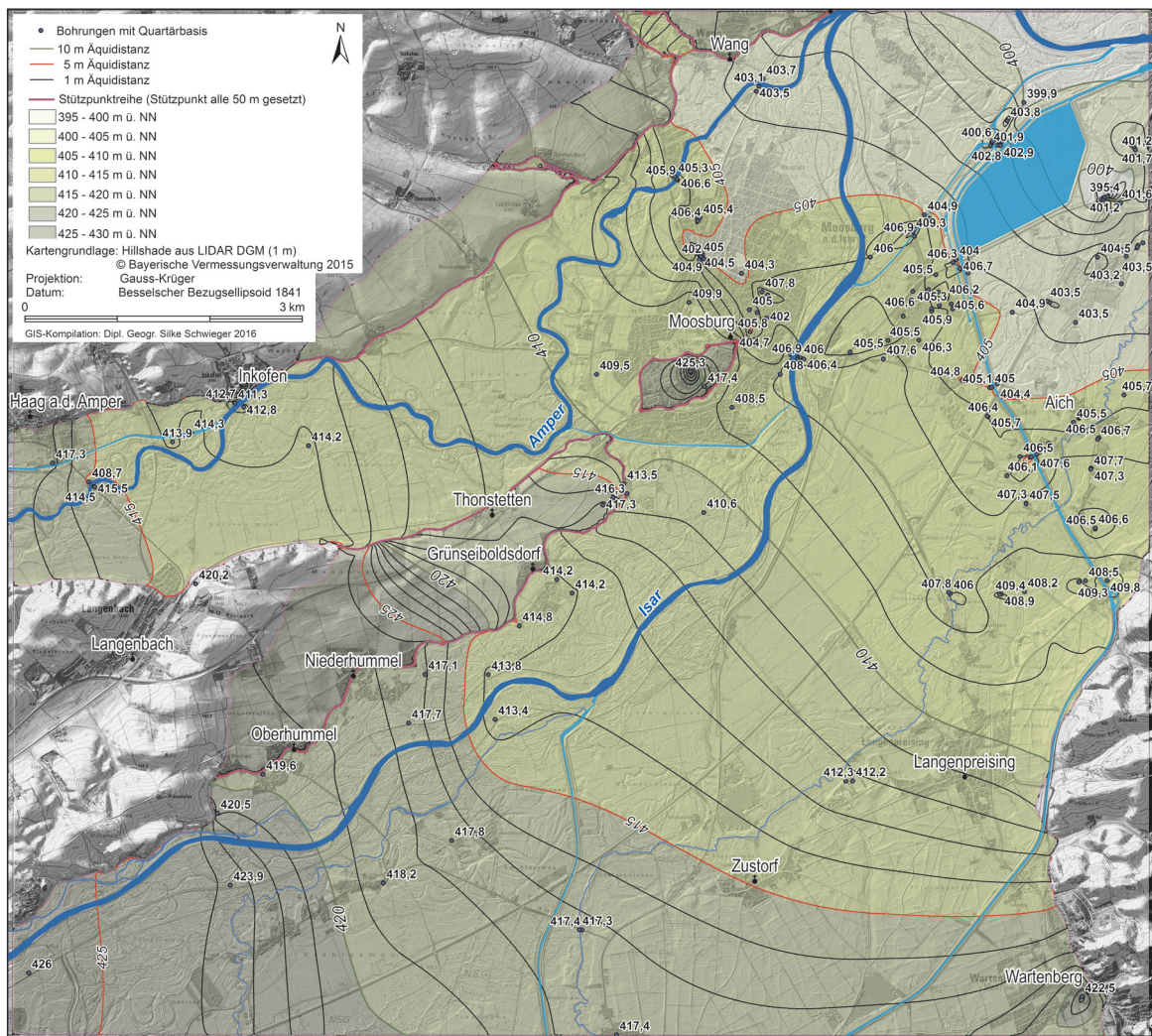


Abb. 49: Stützpunkt-basierte Modellierung der Tiefenlage der Quartärbasis (m ü. NN) im Isar- und Ampertal nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen des Bayerischen Bodeninformationssystem BIS (LfU 2016); Kartengrundlage: LiDAR 1 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

#### 4. Schichtlagerung

Die Quartärbasiskarte (Abb. 49) basiert auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt. Aus den Schichtenverzeichnissen wurde die Quartärbasis bestimmt und in einem Geographischen Informationssystem (ArcMap 10.2) unter Verwendung des „*natural-neighbor*-Interpolationsverfahrens“ ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet. Zum methodischen Vorgehen sei auf SCHELLMANN & GEBHARDT (2010) verwiesen. Bei Berechnung der Isolinien wurden zwischen Talboden und Tertiärhügelland sowie zwischen Talboden und die eine höhere Quartärbasis besitzenden Hochterrassen Stützpunktreihen eingesetzt, um die Isolinien der Quartärbasis an diesen bedeutenden Grenzen enden zu lassen. Bei Interpretation der Karte ist zu berücksichtigen, dass insgesamt relativ wenige Bohrungen mit Informationen zur Tiefenlage der Quartärbasis aus dem Blattgebiet vorliegen und das vor allem im Bereich der Hochterrassen und des Ampertals.

Insgesamt zeigt die Karte eine generelle Abdachung der Quartärbasis im Isar- und Ampertal dem Oberflächengefälle folgend und zwar im Talboden des Isartals von etwa 426 m ü.NN auf 400 m ü.NN und im Ampertal von ca. 415 m ü.NN auf etwa 403 m ü.NN an der Ampermündung. Mangels Bohrungen ist die dargestellte Tiefenlage und Abdachung der Quartärbasis im Bereich der Hochterrassen sehr unsicher. Im nordöstlichen Blattgebiet, wo die Bohrdichte enger ist, deuten sich im Isartal einzelne, wenige Meter tiefe Rinnen in der tertiären Talsohle an, wie sie zum Beispiel von FELDMANN (1991) isaraufwärts zwischen München und Freising beschrieben wurden.

## 5. Geologische Aufschlüsse

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (A1 usw.) im Blattgebiet aufgeführt. In eckigen Klammern stehen entsprechend der Zuordnung des Objekts die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, [www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)). Dort sind jeweils unter Beachtung des Datenschutzes ggf. zusätzliche Informationen erhältlich.

**A1** Gemeindeg Kiesgrube auf der jHT westlich von Moosham (siehe Abb. 4: Profil Is16/07, Is71/1a, Is17/1b)

Lage: R 44 91 683 , H 53 67 623; Geländehöhe 429 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016 und 2017)

- ca. 0,3 m Oberboden abgeschoben
  - Quartär, Riß/Würm-Interglazial
  - Jüngere Moosburger Hochterrasse, jHT, R/W
  - 0,4 m Mittelkies, stark feinkiesig, lehmig, schluffig, hellgelbbraun, entkalkt, überprägt durch Unterboden einer holozänen Parabraunerde (Bt-Horizont)
  - 0,6 m Grobkies, stark mittelkiesig, schwach mittelsandig, hgr, stark kalkhaltig
  - 1,6 m Mittelkies, stark grobkiesig, mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig, bei 1,5 m Tiefe Lehmscholle („Gelisolumplatte“ *sensu* FELDMANN et al. 1991) aus Feinsand, schluffig, lehmig, stark glimmerig, hellgrau, stark kalkhaltig
  - 1,8 m Mittelkies, stark feinkiesig, mittelsandig, hgr, stark kalkhaltig
  - 2,8 m Grobkies, steinführend (bis 12 cm), mittelkiesig, schwach mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig mit warrmzeitlichen Schneckenschalen führenden Lehmschollen in 2 m (Is16/07 und Is17/1b) und 2,5 m Tiefe (Is17/1a)
- (= Aufschlusshöhe)

**A2 Profil 16/02** Gemeindeg Kiesgrube auf der ÜT2 westlich von Langenpreising (siehe Abb. 8)

Lage: R 44 96 857, H 53 65 012; Geländehöhe 423,7 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

- ca. 0,5 m Oberboden abgeschoben
  - Quartär, Würm
  - Sandlöß
  - 1,00 m Wechsellagerung Schluff, feinsandig, hellgrau, vereinzelte Schneckenschalen, stark kalkhaltig und Feinsand, schluffig, dunkelgrau mit schwachem Jungwürm-Naßboden; basal mit Kiesbändern aus Feinkies, schwach mittelkiesig, stark kalkhaltig (Fließerde)
  - Quartär, Mittelwürm
  - Schmelzwasserschotter der Übergangsterrasse 2, ÜT2
  - 4,10 m vor allem horizontal geschichteter Mittelkies, grobkiesig, mittelsandig, stark kalkhaltig, zum Teil verstückt; bei 4,1 m aktueller Grundwasserspiegel
- (= Aufschlusshöhe)

**A2 Profil 16/04** Gemeindeg Kiesgrube auf der ÜT2 westlich von Langenpreising (siehe Abb. 8)

Lage: R 44 96 863, H 53 65 002; Geländehöhe 423,6 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

Quartär, Würm  
Sandlöß

- 0,90 m Wechsellagerung Schluff, feinsandig, hellgelbgrau, zahlreiche Schneckenschalen, stark kalkhaltig und Schluff, hellbraungelb, stark kalkhaltig; schwacher Jungwürm-Naßboden in ca. 0,6 m Tiefe unter Flur

Quartär, Früh- bis Mittelwürm

Schmelzwasserschotter der Übergangsterrasse 2, ÜT2

- 1,20 m Mittelkies, grobkiesig, feinkiesig, grobsandig, stark kalkhaltig (= Aufschlusshöhe)

**A3 Profil 15/01** Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising (siehe Abb. 9)

Lage: R 44 98 697, H 53 65 986; Geländehöhe 421,3 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

Quartär, Würm

Sandlöß

- 1,10 m Wechsellagerung Feinsand, schluffig, stark kalkhaltig und Schluff, feinsandig, stark kalkhaltig

Quartär, Früh- bis Mittelwürm

Schmelzwasserschotter der Übergangsterrasse 2, ÜT2

- 2,90 m Wechsellagerung von Grobkies, mittelkiesig, stark mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig und Mittelkies, grobkiesig, stark mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig; bei 2,3 bis 2,5 m und bei 2,9 m unter Flur fossile Go-Horizonte.

(= Aufschlusshöhe)

**A4** Bauaufschluss Strogental, E' Siedlung Appolding; Einmündung Hofer Bach

Lage: R 44 98 790, H 53 64 169; Geländehöhe 424 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

Quartär, Holozän

Talaue der Stroger

Auenmergel

- 0,25 m humoser Oberboden (Ap), Lehm, schluffig, schwach feinsandig, schwach kiesführend, humos, dunkelbraun, stark kalkhaltig

Bachkiese

- 0,45 m Mittelkies, feinkiesig, grobsandig, hellgrau, stark kalkhaltig

- 0,55 m Feinkies, mittelkiesig, schwach grobsandig, oben schwarz, unten rostfarben (fossiler Go-Horizont), stark kalkhaltig

- 0,85 m Mittelkies, schwach grobkiesig, stark grobsandig, hellgrau, stark kalkhaltig

- >- 2,15 m Kieskörper verstürzt

(= Aufschlusshöhe)

**A5** Kleiner Kiesaushub in der Volkmannsdorferau (Abb. 35)

Lage: R 44 97 323, H 53 72 586; Geländehöhe 409,7 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

Quartär

Jungholozän

Auenmergel

- 0,30 m gepflegter humoser Oberboden (Ap), grau, stark kalkhaltig

- 0,80 m Schluff, schwach feinsandig, vereinzelte Schneckenschalen, hellgrau, stark kalkhaltig

Quartär, Eisen-/Römerzeit

Flussschotter der Holozänterrasse H4

- 1,60 m Feinkies, stark feinsandig, mittel- und grobkiesführend, hellgrau, stark kalkhaltig

- 3,50 m Mittelkies, grob- und feinkiesig, grobsandig, stark kalkhaltig

<sup>14</sup>C-Alter von Holzkohle aus Grobsandlage in 3,10 m Tiefe: 1.763 ± 25 <sup>14</sup>C BP (Tab. 5:

Probe Is15/3a)

- 4,30 m Kieskörper nicht zugänglich

(= Aufschlusshöhe)

**A6** Kleiner Kiesaushub südwestlich von Kirchamper (siehe Abb. 38)

Lage: R 44 91 497, H 53 69 515; Geländehöhe 417,4 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

- Quartär  
 Jungholozän  
 Auelehm
- 0,30 m gepflügter humoser Oberboden (Ap), Lehm. schluffig, schwach feinsandig, dgr, stark kalkhaltig
  - 0,60 m Lehm, schluffig, schwach feinsandig, glimmerig, Bruchstücke von *Unio*-Schalen, grau, stark kalkhaltig
- Quartär, Frühmittelalter  
 Flussschotter der Holozänterrasse H5
- 0,90 m Mittelkies, feinkiesig, grobsandig, kleinbogig schräggeschichtet, Schale einer *Unio* sp. (Tab. 5: Am 16/1d, 2.096 ± 24 <sup>14</sup>C BP)
  - 1,10 m Mittelkies, stark feinkiesig, schwach grobsandig, rostfarben (Go), stark kalkhaltig
  - 1,20 m Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, hellgrau, stark kalkhaltig  
 (= Aufschlusshöhe)

**6. Bohrungen**

Nachfolgend werden die wichtigsten Bohrungen im Blattgebiet aufgeführt (siehe auch Tab. 6). Die vorangestellten Nummern (**B1** usw.) sind in der Geologischen Karte wiedergegeben. In eckigen Klammern stehen die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, [www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)).

**B1**, Moosburg, Tiefe Geothermie [7537BG000557]

Lage: R 44 96 450, H 53 69 100; Ansatzhöhe: 414,31 m ü. NN

Bohrverfahren: Bohrverfahren mit Gewinn unvollständiger Proben; Jahr: 1990

Endteufe: 1585,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: UNGER, H.J. &amp; MEYER, R., Bayerisches Geol. L.-Amt):

- Quartär, wurde nicht erfasst  
 Tertiär, Obere Süßwassermolasse, OSM  
 Nördlicher Vollsotter
- 174,00 m Wechselfolgen von Kies, Ton, Schluff, glimmeriger Sand, grau, grünlichgrau bis oliv  
 Tertiär, Obere Süßwassermolasse, OSM  
 Fluviale Süßwasserschichten
  - 215,00 m Wechselfolge von Ton, Schluff, Mergel mit Fein- bis Mittelsand, grau bis oliv  
 Tertiär, Obere Brackwassermolasse, OBM  
 Kirchberger Schichten
  - 235,00 m Ton bis Schluff, grau  
 Tertiär, Obere Meeresmolasse, OMM
  - 350,00 m Blättermergel, Ton bis Schluff, olivhellgrau, bräunlichgrau
  - 398,00 m Neuhofener Schichten, Ton bis Schluff, Basis Grobsand, graugrün bis dunkelockergrau  
 Tertiär, tiefere Molasse, zusammengefasst
  - 891,00 m Wechselfolge von Ton und Schluff, Sand, Kalksandstein, hellgrau, weißgrau  
 bis braungrau und grünlichgrau  
 Oberkreide, Turonium, Cenomanium
  - 990,00 m Wechselfolge aus Kalkmergelstein, Tonmergel, Sandstein, hellgrau bis geblichgrau  
 Jura, Malm
  - 1569,00 m Wechselfolge aus Kalkstein, Dolomitstein, Mergelstein, hell  
 Jura, Dogger
  - 1585,00 m Wechselfolge aus Ornatenton und oolithische Kalksteine  
 (= 1585,00 m)

**B2**, Brunnenbohrung Moosburg [7537BG015049]

Lage: R 44 95 174, H 53 69 406; Ansatzhöhe: 429,00 m ü. NN

Bohrverfahren nicht bekannt; Jahr: 1984

Endteufe: 51,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Quartär
- Sandlößdeckschichten
- 5,80 m Sand, schluffig, gelbbraun
- jüngere Moosburger Hochterrasse, R/W
- 11,60 m Kies, sandig, grau
- Tertiär, obere Süßwassermolasse, OSM
- 14,60 m Schluff, sandig, oben kiesig, gelbbraun
- 23,40 m Ton, blaugrau
- 25,50 m Kies, sandig, grau
- 31,00 m Ton, blaugrau
- 47,60 m Kies, sandig, hellgrau
- 51,00 m Feinkies, feinsandig, blaugrau
- (= 51,00 m)

**B3**, Kommunale Wasserbohrung Moosburg Br. 2 [7537BG000550]

Lage: R 44 94 180, H 65 68 200; Ansatzhöhe: 428,00 m ü. NN

Bohrverfahren nicht bekannt; Jahr: 1946

Endteufe: 20,50 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Quartär
- Sandlößdeckschichten
- 1,70 m Lehm, sandig, grau
- Riß/Würm-Interglazial
- jüngere Moosburger Hochterrasse, jHT
- 6,30 m Grob- und Mittekiese, grauweiß
- 9,00 m Kiesige Nagelfluhbänke
- 11,70 m Grob- und Mittelkiese, grauweiß
- Tertiär, obere Süßwassermolasse, OSM
- 13,50 m Lehm, kiesig, gelbbraun
- 20,50 m Mittel- und Grobkiese, grauweiß
- (= 20,50 m)

**B4**, Sondierung 7537 Mo16/87 NW' Kirchamper

Lage: R 44 91 079, H 53 70 045, Ansatzhöhe 435,5 m ü. NN

Bohrverfahren: Pürckhauer; Jahr: 2016

Endteufe: 3 m

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

- Holozän
- Parabraunerde auf Löß
- 0,40 m Schluff, lehmig, hellbraun, humos, kalkfrei
- 1,33 m Schluff, lehmig, hellbraun, kalkfrei
- Würm
- Lößdeckschichten
- 2,00 m Schluff, lehmig, hellbraun, sehr stark kalkhaltig
- 2,55 m Lehm, schluffig, hellbraun, sehr stark kalkhaltig
- 3,00 m Lehm, schluffig, hellbraun, stark kalkhaltig
- (=3,00 m)

**B5**, Grundwassermessstelle 2 Langenpreising [7537BG015070]

Lage: R 44 96 706, H 53 65 12; Ansatzhöhe: 422,38 m ü. NN

Bohrverfahren nicht bekannt; Jahr: 2010

Endteufe: 11,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Quartär
- Sandlößdeckschichten
- 1,00 m Sand, schwach schluffig und im Liegenden Sand, schwach kiesig, braun
- Mittelwürm
- Übergangsterrassenschotter 2, ÜT2

- 9,70 m Kies, sandig, braungrau  
Tertiär  
Obere Süßwassermolasse, OSM
- 11,00 m Sand, schluffig und Sand, schwach schluffig, schwach kiesig, oliv bis grün  
(=11,00 m)

**B6, W` Feldmann, Mittlerer Isarkanal GWM [7537BG000614]**

Lage: R 44 99 544, H 53 67 299; Ansatzhöhe: 420,28 m ü. NN

Bohrverfahren: Rammkernbohrung; Jahr: 23.04.2002

Endteufe: 11,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Quartär  
Sandlößdeckschichten (?)
- 2,90 m Feinsand, braun  
Mittelwürm  
Übergangsterrassenschotter 2, ÜT2
- 10,50 m Kies, feinsandig, braun  
Tertiär  
Obere Süßwassermolasse, OSM
- 11,00 m Schluff, feinsandig, tonig, grau  
(=11,00 m)

**B7, Sondierung 7537 M016/50 E` Pillhofen**

Lage: R 44 94 151, H 53 71 579, Ansatzhöhe 417,4 m ü. NN

Bohrverfahren: Pürckhauer; Jahr: 2016

Endteufe: 2 m

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

- Würm  
Lößlehm
- 1,60 m Lehm, schluffig, gelbbraun, kalkfrei  
Früh- bis Mittelwürm  
Übergangsterrassenschotter, ÜT
- 1,83 m Feinsand, vereinzelt Feinkies, gelb, stark kalkhaltig
- 2,00 m Feinsand, vereinzelt Mittelkies, grau, sehr stark kalkhaltig  
(=2,00 m)

**B8, Grundwassererkundung Wartenberg [7537BG000539]**

Lage: R 44 99 270, H 53 62 780; Ansatzhöhe: 429 m ü. NN [ $\pm 2$  m]

Bohrverfahren nicht bekannt; Jahr: 1928

Endteufe: 40,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: Ludolf RUF; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Holozän  
Auelehm (?)
- 0,90 m Lehm, gelb  
Niedermoortorf
- 4,25 m Moorletten zum Teil mit Holz- und Kieseinlagerungen  
Holozän  
Flussbettablagerungen der Stroger
- 6,00 m Feinkies, zahlreiche Quarze  
Tertiär, obere Süßwassermolasse, OSM
- 40,00 m Wechsellagerungen von grauen bis graublauen Tonen bis Schluffen,  
quarzreichen Fein-, Mittel- und Grobkiesen sowie grauen Sandlagen  
(=40,00 m)

**B9, Moosburg, Gw-Erk. LfW 14.10 [7537BG000685]**Lage: R 44 90 874, H 53 68 764; Ansatzhöhe: 418,11 m ü. NN [ $\pm 0,01$  m]

Bohrverfahren: nicht bekannt; Jahr: 1979

Endteufe: 6,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Holozän
- Anmoor
- 0,80 m Humus, schwarz, steif
- Subboreal
- Flussbettsedimente, H3
- 1,80 m fein- bis Mittelsand, grau bis braun
- 3,90 m Kies, sandig, grau
- Tertiär
- Obere Süßwassermolasse, OSM
- 6,00 m Schluff, feinsandig, glimmerhaltig, blaugrau, fest (=6,00 m)

**B10, Langenbach Baugrund [7537BG015067]**Lage: R 44 88 544, H 53 68 322; Ansatzhöhe: 419,46 m ü. NN [ $\pm 1$  m]

Bohrverfahren: Rammrotationskernbohrung; Jahr: 2012

Endteufe: 15,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Holozän
- Auensedimente
- 2,00 m Schluff, sandig und Sand, schluffig, graubraun
- Neuzeit
- Flussbettsedimente, H7
- 4,10 m Sand, kiesig, graubraun
- 5,00 m Sand, schluffig, kiesig, graubraun
- Tertiär
- Obere Süßwassermolasse, OSM
- 5,00 m Sand, schluffig, hellgrau
- 15,00 m Kies, sandig, zum Teil schluffig, hellbraun bis grau (=15,00 m)

**B11, Sondierung 7537 Mo15/09 NE' Langenbach**Lage: R 44 89 953, H 53 67 648; Ansatzhöhe: 421 m ü. NN [ $\pm 1$  m]

Bohrverfahren: Pürckhauer; Jahr: 2015

Endteufe: 1,70 m

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

- Holozän
- An-, Niedermoor
- 0,73 m Anmoor, schwarz, kalkfrei
- 0,95 m Torf, kalkfrei
- Würm-Spätglazial
- An-, Niedermoor
- 0,99 m Anmoor, lehmig, dunkelbraun-schwarz, kalkhaltig
- 1,30 m Torf, dunkelbraun, kalkfrei (Basis:  $11.653 \pm 42$   $^{14}\text{C}$  BP)
- 1,40 m Torf, kiesig, dunkelbraun, kalkhaltig
- Würm-Spätglazial
- Flussbettsedimente, NT1
- 1,80 m Mittel- und Feinkies, gelblichgrau, sehr stark kalkhaltig (= 1,80 m)

Tab. 6: Weitere ausgewählte Bohrungen im Blattgebiet mit Tiefenlage der kiesigen und sandigen Flussbettfazies der Isar- und Amperterrassen.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TERRASSE	x	y	Ansatz	ET [m]	OK [m]	UK [m]	Stratigraphie	TK	ARCHIV
B1	7537BG000557	Moosburg, Moosburg SC4	NT3	4496450	5369100	414,31	1585,00			Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B2	7537BG015049	Stadthalle	JHT	4495174	5369406	429	51,00	5,80	11,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B3	7537BG000550	Moosburg, Br. 2	JHT	4494180	5368200	428,00	20,50	1,70	11,70	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B4	Mo16/87	Mo 16/87, N' Kirchammer	JHT	4491079	5370045	435,52	3,00			Quartär	7537	Universität Bamberg
B5	7537BG015070	Gde Langenpreising GWM 2	ÜT	4496706	5365123	422	11,00	0,60	9,70	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B6	7537BG000614	GWM KLS 04 05 2 402	ÜT	4499544	5367299	420,28	11,00	2,90	10,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B7	Mo16/50	Mo 16/50, E' Pillhofen	ÜT	4494151	5371579	417,42	2,00	1,83		Quartär	7537	Universität Bamberg
B8	7537BG000539	Wartenberg, Br. GW-Erk.	„f	4499270	5362780	429,00	40,00	4,25	6,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B9	7537BG000685	Moosburg, Gw-Erk. LfW 14.10, FS 2, GwM 910	NT3	4490874	5368764	418,11	6,00	0,80	3,90	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B10	7537BG015067	Langenbach-Baugrund	H7	4488544	5368322	419,46	15,00	2,00	5,00	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B11	Mo15/09	NE Langenbach Mo15/9	NT1	4489953	5367648	421,03	1,80	1,40		Quartär	7537	Universität Bamberg
B12	7537_Amperradweg_B2	Moosburg, Amperradwegbrücke B2	H7	4494874	5371658	410,66	10,00	oben A	4,8	Qu., OSM	7537	Bauamt Moosburg
B13	7537BG000564	Moosburg, Bahnunterführung, BK 3/94	NT3	4495116	5370781	413,90	18,00	3,20	6,70	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B14	7537BG015161	Moosburg, Baugrund Brücke, SIBaFS, 6/6-2	H6	4496251	5369705	412,50	20,00	1,70	6,10	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B15	7537BG015014	E Moosburg, BV Degermpoint, B 9	H4	4496755	5369780	414,63	10,00	2,30	9,10	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B16	7537BG015099	S12085 Langenpreising BW 1/1 Ost	NT3	4498648	5367178	414,77	19,00	1,00	6,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B17	7537BG000602	GWM BWK, MI-1074	NT2	4499237	5367283	414,81	6,00	1,70	5,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B18	7537BG015215	Niederhummel, ISN-GWM-01-TAL	H5	4492139	5366281	422,92	7,00	1,65	5,80	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof

OK = Oberkante Flussbettfazies (Flusssande und -kiese)    UK = Unterkante Flussbettfazies (Flusssande und -kiese)    oben A = Auffüllung

Qu. = Quartär    OSM = Obere Süßwassermolasse

Tab. 6: Fortsetzung.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TERRASSE	x	y	Ansatz	ET [m]	OK [m]	UK [m]	Stratigraphie	TK	ARCHIV
B19	Mo16/09	SE' Inkofen Sondierung Mo16/09	H4	4491024	5369310	417,10	2,60	2,20	>2,36	Quartär	7537	Universität Bamberg
B20	7537BG015156	Moosburg, Baugrund Brücke, SiBaFS, 1/6-2	H7	4496107	5369752	418,15	20,00	5,60	9,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B21	7537BG015186	BA 05b GWM 2/14	H6	4491962	5365752	423,90	11,00	2,00	6,20	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B22	7537BG015148	B18-1 Brücke Sempt Berglern/1882	NT3	4493843	5363504	425,06	10,00	2,90	7,65	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B23	7537BG015158	Moosburg, Baugrund Brücke, SiBaFS, 3/6-3GW	H7	4496185	5369702	413,75	20,00	oben A	7,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B24	7537BG000045	NE Niederhummel, Sanierung Isardeich, B 3	H7	4492900	5365792	421	10,00	1,05	7,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B25	7537BG000058	Haag a. d. Amper, BV Kraftwerk, B 8	NT3	4488097	5368875	421,72	17,00	3,00	4,40	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B26	7537BG000023	Haag a. d. Amper, BV Werkkanal, B 602	H4	4489398	5368805	419,37	25,10	3,25	5,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B27	7537BG0000598	S Moosburg, Fa. Würfl, GWM 2	H4	4493570	5367312	420,7	7,50	0,35	6,55	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B28	7537BG000043	S Hangenham, Sanierung Isardeich, B 1	H6	4487838	5363040	431	10,00	1,05	5,00	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B29	7537BG015025	Förderbrunnen 7 - Süd-Chemie	NT3	4495796	5370435	413,76	30,00	0,50	6,00	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B30	7537BG000002	Moosburg KW, Aufschlussbohrung Moosburg 1	H6	4494980	5368500	416	1075,70			Jura	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B31	7537BG0000543	Moosburg, kommun. WV, TB 1	NT1	4494333	5368243	421,01	100,00	2,60	10,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B32	Mo16/07	SE' Inkofen Sondierung Mo16/07	NT3	4490376	5368732	417,90	1,00	0,85	>1	Quartär	7537	Universität Bamberg
B33	7537BG015211	N Gaden, FHM, GWM 3245Q-1	H7	4490835	5364241	426,15	5,30	0,55	>5,3	Quartär	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B34	7537BG015187	BA 10 GWM 3/14	NT3	4492428	5364477	424,99	9,50	0,70	7,20	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B35	7537BG0000633	Niederlern, Abwasserbeseitigung, BGW 7	ÜT	4494219	5362368	429,02	12,60	oben A	11,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B36	7537BG015194	Niederhummel, Institut f. Umwelt u. Boden, Baugrund S1	jHT	4491265	5366388	434,00	5,00	4,50	>5	Quartär	7537	Landesamt für Umwelt Hof

OK = Oberkante Flussbetffazies (Flussande und -kiese)      UK = Unterkante Flussbetffazies (Flussande und -kiese)      oben A = Auffüllung  
 Qu. = Quartär      OSM = Obere Süßwassermolasse

## 7. Zusammenfassung

Der oberflächennahe geologische Aufbau des Gebietes der vorliegenden Geologischen Karte zeichnet sich vor allem durch weit verbreitete, im Mittel- und Jungpleistozän abgelagerte sandige Kiesvorkommen von Isar und Amper aus, die bedeutende Grundwasserreservoirs sind und zugleich auch als Baurohstoffe interessant sind. In diesen Flussablagerungen, die als Hoch-, Übergangs-, Nieder- und Holozänterrassen beide Flüsse begleiten, sind landschaftsgeschichtliche Dynamiken seit der Riß-Kaltzeit dokumentiert. Die beiden ältesten im Blattgebiet erhaltenen Flussterrassen sind die ältere und jüngere Moosburger Hochterrasse. Während die kiesigen Flussbettsedimente der älteren Hochterrasse wahrscheinlich in der Rißkaltzeit abgelagert wurden, sind die jüngeren Hochterrassenschotter (Fagotienschotter) Bildungen des Riß/Würm-Interglazials. Letzteres bestätigen eingelagerte warmzeitliche Schneckenschalen, die nach ESR-Datierungen ein vorletztinglaziales Alter von etwa 130 ka Jahren besitzen. In der anschließenden Würmkaltzeit entstanden die im Blattgebiet erhaltenen Schotterkörper der mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse 2 (ÜT 2), der hochwürmzeitlichen Niederterrasse 1 (NT1) und der beiden Spätglazialterrassen Niederterrasse 2 (NT2) und Niederterrasse 3 (NT3).

Die auf der Übergangsterrasse weit verbreiteten Sandlöß- und Lößdeckschichten wurden dort vor allem im jüngeren Abschnitt der Würm-Kaltzeit nach dem Dene-kamp-Interstadial vor etwa 30.000 Jahren abgelagert. So ergab die ESR-Datierung kaltzeitlicher Schneckenschalen aus der Sandlößdecke auf der Übergangsterrasse 2 (ÜT2) der Isar westlich von Langenpreising ein jungwürmzeitliches Alter von  $16,4 \pm 2,6$  ka. Eine massenspektrometrische Radiokohlenstoffdatierung (AMS  $^{14}\text{C}$ ) erzielte ein Alter von  $16.160 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP, was atmosphärisch kalibriert etwa einem Alter von 19320 – 19670 cal BP ergibt. Dabei ist zu berücksichtigen, dass  $^{14}\text{C}$ -Alter terrestrischer Schneckenschalen durch Einbau von altem,  $^{14}\text{C}$ -verarmtem  $\text{CO}_2$  („Hartwassereffekt“) um einige Jahrhunderte und bis zu 3000 Jahren zu alt sein können.

Bereits im Bølling/Allerød-Interstadial setzte vor etwa 11.700  $^{14}\text{C}$ -Jahren der Torfaufwuchs auf der hochwürmzeitlichen Niederterrasse der Amper nordöstlich von Langenbach ein. Dagegen begann nach den bisher vorliegenden massenspektrometrischen Radiokohlenstoff-Datierungen der Torfaufwuchs im Erdinger Moos an mehreren Stellen erst im ausgehenden Boreal bis mittlerem Atlantikum vor ca. 6.500 bis 7.500  $^{14}\text{C}$ -Jahren. Im Holozän kam es im Laufe seitlicher Gerinnebettverlagerungen von Amper und Isar zur Ausbildung der heutigen Flussauen und ihren bis zu sechs (Isar) bzw. bis zu sieben (Amper) unterschiedlich alten Holozänterrassen.

Fruchtbare Ackerböden auf den eiszeitlich angewehten Lössanwehungen, die die Moosburger Hochterrassen und die Übergangsterrasse bedecken, sollten nachhaltig vor Bodenversiegelung, Bodenabtrag und Einbringung schädlicher Stoffe geschützt

werden. Dergleichen gilt für die ausgedehnten Auwälder in den jungholozänen Auen von Isar und Amper und den in beiden Tälern erhaltenen Niedermoorgebieten.

### Literatur

- AMMON, L. v. (1894): Die Gegend von München. – Festschr. geogr. Ges. München: 1–152; München.
- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl., 438 S., Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- ARBEITSKREIS KLIWA. (o.J.): Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Projekt A 1.1.4: „Flächendeckende Analyse des Langzeitverhaltens verschiedener Schneedeckenparameter in Baden-Württemberg und Bayern.“ – KLIWA-Berichte, H. 6: 76 S.; München (Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1985): Bodenschätzungs-Übersichtskarte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 7537 Moosburg a.d. Isar. – München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2005): Moorentwicklungskonzept Bayern, Moortypen in Bayern. – Schriftenreihe H. 180, Augsburg(LfU).
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2013): Digitale Übersichtsbodenkarte von Bayern im Maßstab 1:25.000 (ÜBK 25) Blatt 7537 Moosburg. – Augsburg.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN (1980): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Isar. Bd. 1 Planung, Gutachten. – München.
- BRUNNACKER, K. (1959a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7636 Freising Süd mit Erläuterungen. – München (GLA).
- BRUNNACKER, K. (1959b): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geologica Bavarica*, 43: 74–150, München(Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BRUNNACKER, K. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7537 Freising Nord mit Erläuterungen. – München (GLA).
- BRUNNACKER, K. (1965): Die Entstehung der Münchner Schotterfläche zwischen München und Moosburg. – *Geologica Bavaria*, 55: 341–359, München.
- BRUNNACKER, K. (1966): Die Deckschichten und Paläoböden über dem Fagotien-Schotter westlich von Moosburg. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1966, 1: 214–227; Stuttgart.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K. (1962): Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 13: 129–137; Öhringen/Württ.
- DIENER, H. O. (1931): Geschichte der Besiedelung und Kultivierung des Erdinger Moores. – Schriftenreihe zur bayerischen Landesgeschichte, 7: 184 S., 10 Tafeln, München.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (2008): Regionale Flugklimatologie (RFK) für die Allgemeine Luftfahrt in der Bundesrepublik Deutschland. – 2. Ausgabe, Offenbach am Main.
- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*, 60: 329–365.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. – Diss. Univ. Düsseldorf: 355 S., 4 Beil., Düsseldorf.
- FELDMANN, L. (1991): Die Entwicklung der Münchner Schotterebene seit der Rißeiszeit. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 76: 23–38, München.
- FELDMANN, L. (1994): Die Terrassen der Isar zwischen München und Freising. – *Z. dt. geol. Ges.*, 145: 233–248, Hannover.

- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (1994): Abflußverhalten und Auendynamik der Isar während des Spät- und Postglazials. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 95–110, Düsseldorf.
- FELDMANN, L., GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1991**, 127-144, Stuttgart.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nachezeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. – Jena (Gustav Fischer).
- HEINDEL, K. (1936): Die Umgestaltung der Isar durch den Menschen. – Inaug. Diss. LMU München: 129 S. und 8 Tafeln, München.
- HOEK, W. Z. & BOHNCKE, S. J. P. (2001): Qxygen-Isotope wiggle as a tool for synchronizing ice-core and terrestrial records over termination 1. – *Quaternary Science Rev.*, **20**: 1251–1264.
- HOFMANN, B. (1966): Bodenkarte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. – München.
- HOFMANN, B. (1973): Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. – München.
- HOFMANN, B. (1986): Löß, Sandlöß. – In: FETZER, K.D., GROTTENTHALER, W., HOFMANN, B., JERZ, H., RÜCKERT, G., SCHMIDT, F. & WITTMANN, O.: Erläuterungen zur Standortkundlichen Bodenkarte von Bayern 1:50 000 München – Augsburg und Umgebung: 24–26, München (Bayerisches Geol. L.-Amt).1994)
- JERZ, H. (1983): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. – *Geologisches Jahrbuch*, **A71**: 291–300, Hannover.
- JERZ, H. (1991): Quartär. – In: UNGER, H.J. (1991): Geologische Karte von Bayern 1:50 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut. – München (GLA).
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. – 243 S., Stuttgart.
- KARL, H. (1965): Das Erdinger Moos. – Sonderdruck aus der Zeitschrift „Das Gartenamt“, Jg. 1965: 497–502, 535–539, Hannover (Patzer Verl.).
- KÖNIGLICHES STRASSEN- UND FLUSSBAUAMT MÜNCHEN (1914): Die Korrektion der Amper und die Entwässerung des Ampertales von Allershausen bis Wang. – 29 S., 25 Tafeln, München (Wolf & Sohn).
- KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (1961): Die Klimate der Erde. – Gotha (Klett Pertes Verl.).
- KOVANDA, J. (2006): „Fagotia-Faunen“ und quadriglazialistisches stratigraphisches System des Pleistozäns im nördlichen Alpenvorland im Vergleich zu einigen Fundorten im Bereich der nordischen Vereisung Deutschlands. – *Journal of Geological Sciences, Anthropozoic*, **26**: 5–37, Prague (Czech Geological Survey).
- KROEMER, E., VEIT, A. & NEIDINGER, S. (2007): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7143 Deggendorf. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- KROEMER, E. (2010): Fluviale Geomorphodynamik der Donau im Bereich des Rückstaus durch das Isarmündungsgebiet bei Deggendorf (Niederbayern) und Aussagen zur späthochglazialen und spätglazialen Entwicklung. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 79-87, Bamberg.
- KUBIENA, W.L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. – Stuttgart.
- MICHLER, G. (1994): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 181 München. – *Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000, Naturräumlichen Gliederung Deutschlands*. – Bonn-Bad Godesberg.
- MITTLERE ISAR AG (1926): Die Durchführung der Bauarbeiten beim ersten Ausbau der Wasserkraftanlagen der Mittlere Isar A.G. – *Veröffentlichungen der Mittlere Isar A.G.*, **H. 3**: 64 S., 5 Tafeln, München.

- MITTLERE ISAR AG (1931): Die maschinellen und elektrischen Einrichtungen des zweiten Ausbaus der Wasserkraftanlagen der Mittlere Isar A.G. – Veröffentlichungen der Mittlere Isar A.G., H. 5: 31 S., 3 Tafeln, München.
- MÜNICHSDORFER, F. (1927): Über Almbildung und einen interglazialen Alm in Südbayern. – Geognost. Jh., 40: 59–86, München.
- NATHAN, H. (1953): Ein interglazialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit *Fagotia acicularis* FÉRUSSAC (Melanopsenkies). – Geologica Bavarica, 19: 315–334, München.
- NILLER, H.-P. (2001): Wandel Prähistorischer Landschaften – Kolluvien, Auelehme und Böden: Archive zur Rekonstruktion vorgeschichtlicher anthropogener Landschaftsveränderungen im Lößgebiet bei Regensburg. – Erdkunde, 55: 32-48.
- OVERBECK, Fr. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – Neumünster (Karl Wachholtz Verl.).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, Leipzig.
- SCHAEFER, I. (1968): Münchener Ebene und Isartal. – Mitt. Geogr. Ges. München, 53: 175–203, München.
- SCHAEFER, I. (1978): Die Gliederung der Münchener Ebene. – Mitt. Geogr. Ges. München, 63: 37–67, 1 Beil., München.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – Inaug.-Diss. Universität Düsseldorf, 332 S., 16 Beil., Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 29: 131 S., Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (1994): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 34: 146 S., Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1998): Spätglaziale und holozäne Bodenentwicklungen in einigen mitteleuropäischen Tälern unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen. – GeoArchaeoRhein, 2: 153–193, Münster (Litt Verl.).
- SHELLMANN, G. (2010): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 1–77, Bamberg.
- SHELLMANN, G. (2016a): Quartärgeologische Karte 1:25 000 des Schmuttertals auf Blatt Nr. 7430 Wertingen mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus dem Jahr 2011. – Bamberger Geogr. Schr., SF12: 75– 106, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SHELLMANN, G. (2016b): Quartärgeologische Karte 1:25 000 des Schmuttertals auf Blatt Nr. 7530 Gablingen mit Erläuterungen. – Kartierungsergebnisse aus dem Jahr 2011. – Bamberger Geogr. Schr., SF12: 1–40, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SHELLMANN, G. (2017): Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25 000 des Donautals auf Blatt Nr. 7428 Dillingen West – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014. – Bamberger Geographische Schriften, SF13, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SHELLMANN, G. (in diesem Band): Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25 000 der Täler von Großer und Kleiner Laaber und des Donautals auf Blatt Nr. 7139 Aufhausen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009. – Bamberger Geographische Schriften, SF14, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 179–187, Bamberg.

- SCHELLMANN, G., BEERTEN, K., RADTKE, U. (2008): Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials. – *E & G Quaternary Science Journal*, **57**: 150–178. – Hannover (DEUQUA).
- SCHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (1994): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 79–94, Düsseldorf.
- SCHEURMANN, K. (1981): Die flussgeschichtliche Entwicklung bayerischer Flüsse im 19. und 20. Jahrhundert.
- SCHIELEIN, P. & SCHELLMANN, G. (2016): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Lech- und Schmuttertals auf Blatt 7431 Thierhaupten mit Erläuterungen. – Kartierungsergebnisse aus dem Jahr 2011. – *Bamberger Geogr. Schr.*, **SF12**: 107–134, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geol. Jb.*, **A71**: 11–43, Hannover.
- SCHMEIDL, H. (1962): Pollenanalytische Untersuchungen. – In: BRUNNACKER, K. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7537 Freising Nord mit Erläuterungen: 58–72. – München (GLA).
- SEIBERT, P. (1962): Die Auenvvegetation an der Isar nördlich von München und ihre Beeinflussung durch den Menschen. – *Landschaftspflege und Vegetationskunde*, **H. 3**: 123 S., 1 Beil., 2 Karten, 30 Tab., München (Bayerische Landesstelle für Gewässerkunde).
- SEPP, FL. & STEIN, Cl. (2006): Trockenlegung des Erdinger Mooses. – *Historisches Lexikon Bayerns* ([http://www.historisches-lexikon-bayerns.de/Lexikon/Trockenlegung des Erdinger Mooses](http://www.historisches-lexikon-bayerns.de/Lexikon/Trockenlegung_des_Erdinger_Mooses); Aufruf 25.11.2016).
- UNGER, H.J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. *Geologica Bavarica*, **94**: 195–237, München.
- UNGER, H.J. (1991): Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut. – München (GLA).
- UNGER, H.J., DOPPLER, G. & JERZ, H. (1991): Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt CC 7934 München. – Hannover.
- VIDAL, H. & HOHENSTATTER, E. (1959): Moorgeologische und -bodenkundliche Spezialuntersuchungen im Freisinger und Erdinger Moos. – In: BRUNNACKER, K. (1959): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7636 Freising Süd mit Erläuterungen: 26–74, München (GLA).
- VIDAL, H. & HOHENSTATTER, E. (1962): Moorgeologische und bodenkundliche Untersuchungen im unteren Amper-Tal zwischen Palzing und Haag an der Amper. – In: BRUNNACKER, K. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7537 Freising Nord mit Erläuterungen: 28–57, München (GLA).
- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, Fr., SCHUCH, M. & VOGEL, J.C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos. – *Geologica Bavarica*, **56**: 177–200, München.
- WEINIG, H. (1972): Hydrogeologie des Isartales zwischen Landshut und Landau und ihre Beeinflussung durch Stauanlagen. – Diss. München.