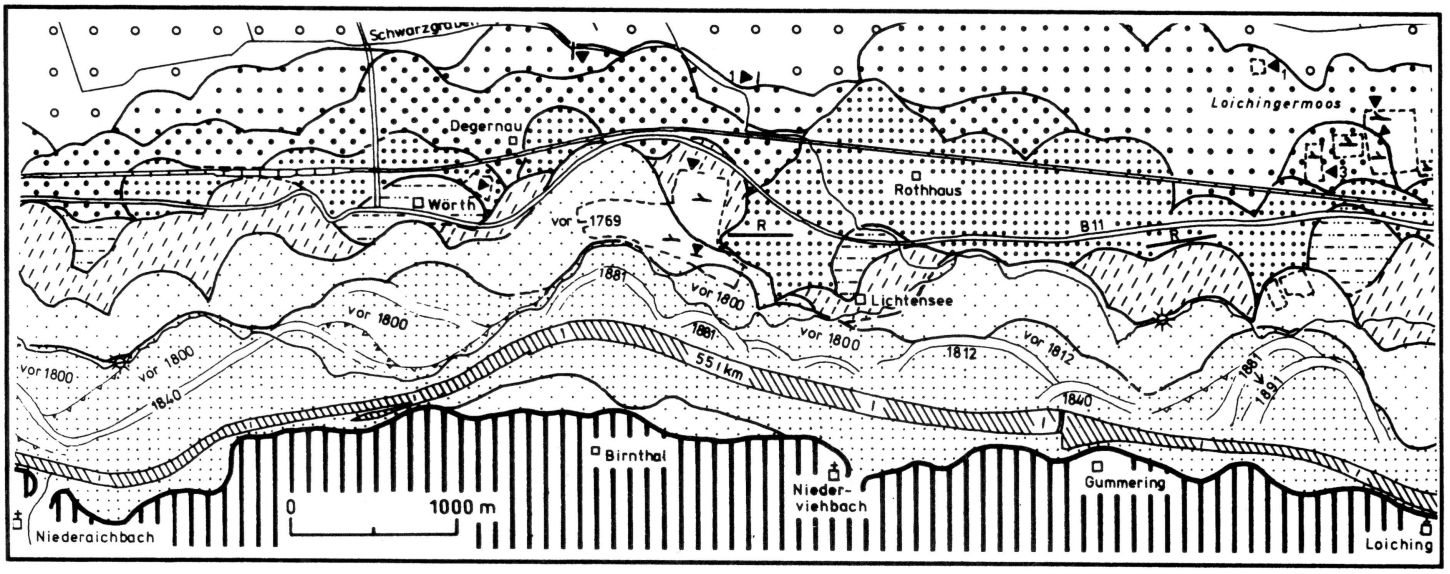
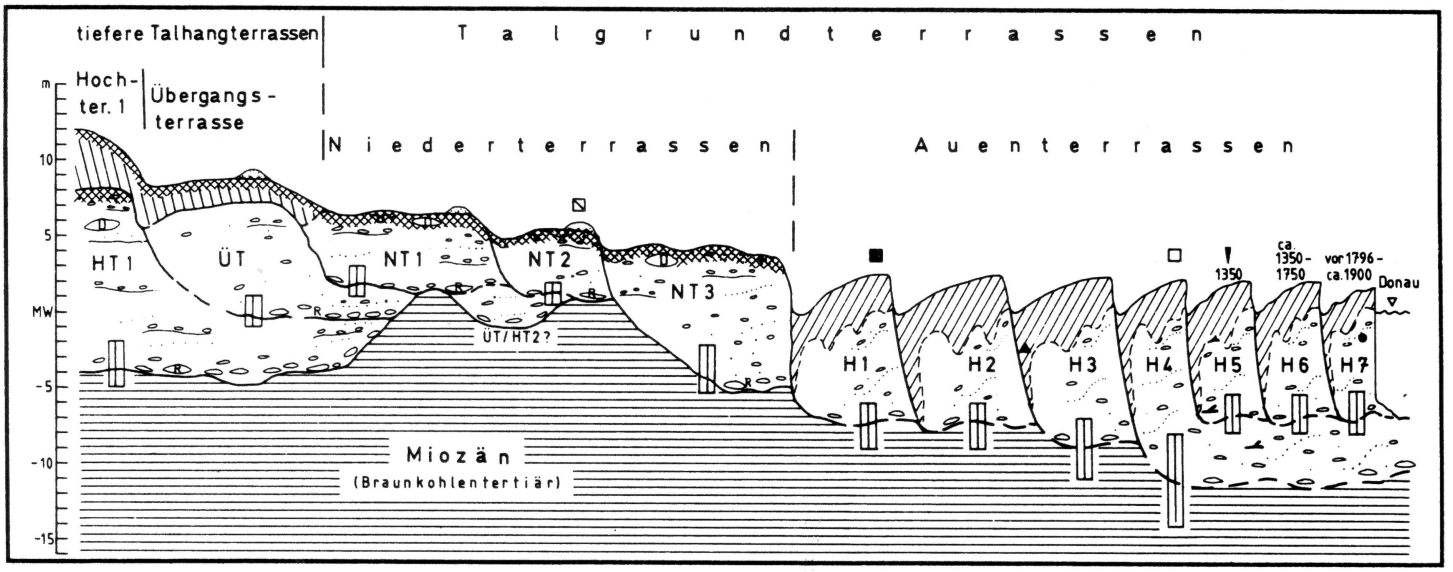




Gerhard Schellmann

Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales

DÜSSELDORFER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

Herausgegeben vom Geographischen Institut

durch

T. Breuer, H. Brückner, A. Gerstenhauer, G. Glebe, U. Radtke, E. Sabelberg,
H.G. Steinberg, K. Vorlaufer, N. Wein, G. Wenzens

Schriftleitung

H. Brückner, U. Radtke

Heft 29

Gerhard Schellmann

Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales

1990

Im Selbstverlag des Geographischen Institutes der

Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf

ISSN 0935-9206

ISSN 0935–9206

Düsseldorfer Geographische Schriften, Heft 29, 1990

Titelbild oben: Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Niederaichbach und Loiching (Ausschnitt aus Abb. 5 im Text).

Titelbild unten: Schema der jungquartären Terrassenabfolge im Donautal zwischen Regensburg und Straubing (Abb. 28 im Text).

Druck: R. Stehle GmbH & Co KG, Düsseldorf

Vorwort

Die vorliegende Arbeit stellt eine gekürzte und aktualisierte Fassung der Dissertation dar, die im April 1988 von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Düsseldorf unter dem Titel "Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg" (SCHELLMANN 1988) angenommen worden ist. Von der in Mikrofiche-Form veröffentlichten Dissertation befindet sich ein gebundenes Exemplar in der Universitätsbibliothek der Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf. Die Anregung zu den Untersuchungen gab Herr Prof. Dr. W. Schirmer. An seiner Abteilung Geologie am Geographischen Institut der Universität Düsseldorf konnte ich als Student und studentische Hilfskraft während mehrerer Jahre an quartärgeologischen Fragestellungen teilnehmen. Hierfür, für seinen bereitwilligen Einsatz zu fachlichen Diskussionen und nicht zuletzt für mehrere gemeinsame, mehrtägige Geländeaufenthalte im eigenen Arbeitsgebiet gilt ihm vor allem mein herzlicher Dank.

Großer Dank gebührt auch dem Lande NRW, das durch Gewährung eines Graduiertenstipendiums für die Zeit vom 1. 09. 1984 bis zum 28. 02. 1987 weitgehend erst die Finanzierungsgrundlage zur Erstellung der vorliegenden Arbeit schuf. Ebenso danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die ebenfalls finanzielle Unterstützung gewährte.

Darüberhinaus danke ich den Personen und Institutionen, die mir freundlicherweise zahlreiche Schichtenverzeichnisse von Bohrungen, historische Karten sowie Quellen und Unterlagen zur Siedlungs-, Früh- und Vorgeschichte zur Verfügung gestellt haben:
Herrn Dipl. Ing. Bachner, Herrn Dipl. Ing. Kettner, Neubauamt Donauausbau, Regensburg
Bayerisches Hauptstaatsarchiv München
Bayerisches Staatsarchiv, Landshut
Bayerisches Wasserwirtschaftsamt Landshut
Herrn Dr. Buchner, Autobahnbaudirektion Regensburg
Herrn Dr. Engelhardt, Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege, Außenstelle Landshut
Herrn Dipl. Ing. Hagn, Straßenbauamt Regensburg
Herrn Dr. Jerz, Bayerisches Geologisches Landesamt München
Herrn Dipl. Ing. Kettner, Neubauamt Donauausbau, Regensburg
Herrn Mossandl, Sand-, Kies- und Splitwerk, Dingolfing
Herrn Dr. Osterhaus, Frau Malcher M.A., Herrn Dipl. Geol. Höllerer, Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege, Außenstelle Regensburg
Herrn Dipl. Ing. Rockinger, Amt für Stadtentwicklung und Statistik, Regensburg
Herrn Dr. Schmotz, Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege, Außenstelle Deggendorf
Herrn Dipl. Ing. Sonnleitner, Neubauamt Donauausbau, Staustufe Straubing
Herrn Dipl. Geol. Stahff, Autobahnbauleitung Deggendorf
Wasser- und Schiffahrtsamt Regensburg
Herrn Werner, Archäologe, Neutraubling

Viele andere Hilfen sind mir zuteil geworden:
Herr Prof. Dr. M. A. Geyh (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung in Hannover) führte die vorliegenden 14C-Datierungen durch, deren Finanzierung durch ein DFG-Projekt von Herrn Prof. Dr. W. Schirmer ermöglicht wurde.
Die dendrochronologische Datierung fossiler Holzfunde übernahm dankenswerterweise Herr Priv. Doz. Dr. B. Becker (Universität Stuttgart-Hohenheim).
Herr Prof. Dr. W. Schirmer ermöglichte durch die großzügige Bereitstellung der studentischen Hilfskräfte P.Th. Bonn, St. Wahl, A. Tohtz und W. Hüsken die Durchführung einzelner Laboranalysen.
Frau G. Nies danke ich sehr für ihre tatkräftige Hilfe beim Reinzeichnen einzelner Abbildungen sowie deren fototechnische Verkleinerung.

Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. W. Wenzens sowie Herrn Prof. Dr. P. Wurster, die sich bereitwillig als Zweit- bzw. Drittgutachter der Dissertation zur Verfügung stellten.

Besonderen Dank gebührt Herrn Hochschul.-Doz. Dr. U. Radtke, Frau I. Pekrul und Herrn W. Pintgen, durch deren freundschaftliche und tatkräftige Hilfe erst die Gestaltung des vorgegebenen Layouts ermöglicht wurde.

Für die Aufnahme der Arbeit in die "Düsseldorfer Geographischen Schriften" danke ich den Herausgebern.

Düsseldorf, im Februar 1990

Gerhard Schellmann

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	I
Inhaltsverzeichnis	III
Verzeichnis der Abbildungen	V
Verzeichnis der Tabellen	VI
1. Einleitung	1
1.1. Geographisch-geologischer Überblick	1
1.2. Forschungsstand	3
1.3. Zur Nomenklatur der Terrassenkörper und Terrassenflächen	9
1.4 Untersuchungsmethoden	10
2. Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar unterhalb von Landshut	**11**
2.1. Geologischer Rahmen	11
2.2. Die tieferen Talhangterrassen	13
2.3. Die Talgrundterrassen – ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung	16
2.3.1. Der Niederterrassenbereich außerhalb der Aue	20
2.3.1.1. NT 1	20
2.3.1.2. NT 2	22
2.3.2. Die höheren Auenterrassen	24
2.3.2.1. NT 3	25
2.3.2.2. H1 – Terrasse	30
2.3.2.3. H2 – Terrasse	34
2.3.2.4. H3 – Terrasse	36
2.3.3. Die tieferen Auenterrassen	38
2.3.3.1. H4 – Terrasse	38
2.3.3.2. H5 – Terrasse	41
2.3.3.3. H6 – Terrasse	43
2.3.3.4. H7 – Terrasse	46
2.4. Die Talentwicklung seit der vorletzten Kaltzeit	48
3. Jungquartäre Talgeschichte an der Donau im Raum Regensburg – Straubing – Bogen	**54**
3.1. Geologischer Rahmen	54

Seite

3.2. Die tieferen Talhangterrassen 58

3.2.1. Hochterrassen und Übergangsterrasse 59

3.2.2. Lößstratigraphische Untersuchungen 64

3.3. Die Talgrundterrassen – ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung 69

3.3.1. Die Niederterrassen 69
3.3.1.1. NT 1 69
3.3.1.2. NT 2 75
3.3.1.3. NT 3 79

3.3.2. Die holozänen Auenterrassen 80
3.3.2.1. Morphologisch-geologische Gliederung 81
3.3.2.2. Pedologische Kennzeichen 88
3.3.2.3. Absolute Altersbelege 90

3.4. Die Talentwicklung seit dem Altpleistozän 92

4. Jungquartäre Talgeschichte an der Donau im Bereich und unterhalb der Isarmündung 96

4.1. Geologischer Rahmen 96

4.2. Die tieferen Talhangterrassen 98

4.3. Die Talgrundterrassen 100

4.3.1. Morphologisch-geologischer Bau 100

4.3.2. Pedologische Kennzeichen 108

4.3.3. Absolute Altersbelege 109

4.4. Die Talentwicklung von Isar und Donau im jüngeren Quartär 113

5. Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar- und angrenzenden Donautal im regionalen und überregionalen Vergleich 116

Zusammenfassung 121

Summary 123

LITERATURVERZEICHNIS 125

Verzeichnis der Abbildungen

		Seite
Abb. 1:	Lage des Untersuchungsgebietes	2
Abb. 2:	Die morphologische Verbreitung der Übergangsterrasse, der NT1 und der NT2 im unteren Isartal im Raum Altheim – Mettenbach	14
Abb. 3:	Die morphologische Verbreitung der Übergangsterrasse, der NT1 und NT2 im unteren Isartal im Raum Großköllnbach – Lailling	15
Abb. 4:	Würmlößdeckschichten und ihre stratigraphische Gliederung auf der Übergangsterrasse im Raum Natternberg–Singerhof	16
Abb. 5:	Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Niederaichbach und Loiching	18
Abb. 6:	Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Gottfriedingerschwaige und Goben	19
Abb. 7:	Aurinnenfüllung auf der NT 3 der Isar nördlich von Degernau (Abb. 5)	26
Abb. 8:	Nahtrinnenfüllung der H1–Terrasse der Isar nördlich von Degernau (Abb. 5)	28
Abb. 9:	Flußlaufverlagerungen der Isar im 19. Jh. im Raum Niederaichbach – Loiching (Quellenverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Anhang)	47
Abb. 10:	Schema der jungquartären Terrassenabfolge im unteren Isartal	49
Abb. 11:	Geologische Übersichtskarte des Donautales im Raum Regensburg – Bogen	55
Abb. 12:	Hochterrassengliederung im Raum Regensburg–Harting	60
Abb. 13:	Pleistozäne Terrassengliederung des Donautales im Raum Hofdorf – Münster	61
Abb. 14:	Schematische Übersicht des mittel– und jungpleistozänen Terrassenbaues im Donautal zwischen Regensburg und Straubing	62
Abb. 15:	Mittel– und jungpleistozäne Terrassengliederung im Donautal zwischen Tegernheim und Gmünd mit Verlauf der HT1–Tiefenrinne	63
Abb. 16:	Lößstratigraphische Übersicht	66
Abb. 17:	Holozäne Bodenchronosequenzen im Bereich der Donauhochterrassen südlich von Regensburg–Harting (Profile 1 bis 7 in Abb. 12)	68
Abb. 18:	Sedimentologischer Aufbau der HT1 und NT1 im Raum Regensburg–Harting (Profile Harting 1 bis 3, 15 bis 17 in Abb. 15)	73
Abb. 19:	Tiefenlage der Quartärbasis bezogen auf den Talmittelwasserspiegel der Donau bei tertiärem Sohlgestein nach Bohrungen im Niederterrassen–bereich zwischen Tegernheim und Gmünd sowie im Raum Straubing (Bohrverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Beilage 6, 7, 13)	76
Abb. 20:	Korngrößendiagramm des Bodenprofils "Braunerde auf jungholozänem Flugsand mit fossiler rubefizierter Parabraunerde auf der NT2 der Donau östlich von Harting" (Profilbeschreibung in Tab. 19)	78
Abb. 21:	Terrassengliederung im Donautal zwischen Tegernheim und Gmünd	82
Abb. 22:	Terrassengliederung im Donautal im Raum Straubing – Bogen	83
Abb. 23:	Tiefenlage der Quartärbasis bezogen auf den Talmittelwasserspiegel (MW) der Donau bei tertiärem Sohlgestein sowie stark verwittertem Kristallin (Kristallinzersatz) innerhalb der holozänen Terrassen im Raum Tegernheim – Gmünd und im Raum Straubing (Bohrverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Beilage 6, 7, 13)	85
Abb. 24:	Geologischer Talquerschnitt G durch den Donautalgrund unterhalb von Straubing nach Bohrungen (Lage des Profiles in Abb. 22)	86
Abb. 25:	Quartärbasis und Donaubettsohle nach Bohrungen im Bereich der Staustufe Straubing Fluß–km 2324	87
Abb. 26:	Stapelungen holozäner Schotterkörper innerhalb der H7–Terrasse der Donau aufgeschlossen beim Fluß–km 2324 (Staustufe Straubing, Abb. 25)	87
Abb. 27:	Maximale Auenbodenentwicklung auf den holozänen Terrassenstufen A: im Raum Sarching B: im Raum Wörth C: im Raum Parkstetten	89

Abb. 28:	Schema der jungquartären Terrassenabfolge im Donautal zwischen Regensburg und Straubing	93
Abb. 29:	Geologische Übersichtskarte des Donautales im Raum Bogen – Pleinting	97
Abb. 30:	Terrassengliederung im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung	101
Abb. 31:	Tiefenlage der Quartärbasis im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung nach Bohrungen (Bohrverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Beilage 16) und geoelektrischen Sondierungen von WEINIG (1980: Beilage 7)	105
Abb. 32:	Schema der jungquartären Terrassenabfolge im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung (Oberflächenerhebung der holozänen Terrassen für den Raum Künzing)	107
Abb. 33:	Maximale Bodenentwicklung auf den holozänen Auenterrassen unterhalb der Isarmündung (Profilbeschreibungen in SCHELLMANN 1988)	110

Verzeichnis der Tabellen

		Seite
Tab. 1a:	Jungquartäre Terrassenstufen der Isar im Raum Freising – Ismaning nach BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964)	4
Tab. 1b:	Jungquartäre Terrassenstufen der Isar im Raum Landshut nach HOFMANN (1973) und im Raum Landshut – Landau nach WEINIG (1972)	4
Tab. 2:	Morphologische und stratigraphische Terrassenbezeichnungen	9
Tab. 3:	Labormethoden	10
Tab. 4:	Übersicht zur tertiären Landschaftsgeschichte im Raum Landshut – Regensburg – Pleinting	12
Tab. 5:	Übersicht zur quartären Talgeschichte von Isar und Donau im Raum Landshut – Regensburg – Pleinting	12
Tab. 6:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Isar"	21
Tab. 7:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT2 der Isar"	23
Tab. 8:	Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotter-anwitterungshorizont auf der H1-Terrasse der Isar"	31
Tab. 9:	Bodenprofil "Auenschwarzerde auf der H1-Terrasse der Isar"	32
Tab. 10:	Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotter-anwitterungshorizont auf der H2-Terrasse der Isar"	35
Tab. 11:	Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit schwach entwickeltem Schotteranwitterungshorizont auf der H3-Terrasse der Isar"	37
Tab. 12:	Bodenprofil "verbraunte Auenpararendzina auf Auenmergeln auf der H4-Terrasse der Isar"	39
Tab. 13:	Bodenprofil "graubraune Auenpararendzina auf Auenmergeln auf der H5-Terrasse der Isar"	42
Tab. 14:	Profil "Schotterkörperaufbau der H6-Terrasse der Isar mit älterem holozänen Sockelschotter" (Profilbeschreibung in SCHELLMANN 1988: Tab. 19)	45
Tab. 15:	Stratigraphische Übersicht zur jungquartären Talgeschichte an der unteren Isar	51
Tab. 16:	Terrassenkennwerte der höheren und tieferen Talhangterrassen im Donautal zwischen Regensburg und Straubing	57
Tab. 17:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Donau bei Harting" (Ha 1, Abb. 15)	71

Tab. 18:	Schotterkörperaufbau der NT1 bei Harting (Ha 1, Tab. 17)	74
Tab. 19:	Bodenprofil "Braunerde auf jungholozäner Düne mit fossiler rubefizierter Bänderparabraunerde auf der NT2 der Donau" (Ba 1, Abb. 15)	77
Tab. 20:	Terrassenkennwerte der tieferen Talhangterrassen und Talgrundterrassen im Donautal zwischen Regensburg – Straubing und Deggendorf – Pleinting	99
Tab. 21:	Jungquartäre Terrassenstratigraphie an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg sowie jungquartäre Schotterumlagerungsphasen im Main–Regnitz–Gebiet nach SCHIRMER (1983a)	115
Tab. 22:	Terrassenniveaus und ihre Altersbelege an der österreichischen Donau im Linzer Raum (nach KOHL 1968; 1973) und im Tullner Feld (nach PIFFL 197 1; 1974)	118

1. Einleitung

Betrachtet man den gegenwärtigen Forschungsstand zur jungquartären fluvialen Geomorphodynamik des ehemals unvergletscherten Raumes zwischen nordischer und alpiner Vereisung, so fällt auf, daß für den außeralpinen Raum zahlreiche Regionalstudien vorliegen (Literaturauswertungen bei SCHIRMER 1973, 1974; HÄNDEL 1982). Hingegen fehlt es insbesondere im ehemals unvergletscherten Periglazialraum des Alpenvorlandes an entsprechend detaillierten Untersuchungen, wie sie von SCHIRMER (1980; 1983: 11 – 43) beispielhaft für das Main-Regnitz-Gebiet vorgestellt worden sind. Während sich so im übrigen Mittelgebirgsraum erste überregionale Grundtendenzen einer jungquartären mitteleuropäischen Talgeschichte sowohl in Bezug auf den geologisch-morphologischen Aufbau des Talgrundes als auch seiner zeitlichen Anlagen abzeichnen (s. SCHIRMER 1983: 365f.), ist es derzeit nicht möglich, die Terrassenstratigraphien alpiner Flußtäler oder deren Talabschnitte weder regional – innerhalb des Alpenvorlandes – noch überregional zu verbinden. Dabei liegen zur Zeit aus dem ehemaligen Periglazialraum des Alpenvorlandes detailliertere Jungquartärstratigraphien vom Lech (BRUNNACKER 1959a, 1964c; DIEZ 1968; SCHREIBER 1985), von der Isar (BRUNNACKER 1959a, 1959 b, 1964d; WEINIG 1972; HOFMANN 1973), von der Donau (BUCH 1988a) sowie von den österreichischen Donauebenen des Linzer Raumes (KOHL 1968, 1973) und des Tullner Feldes (PIFFL 1971, 1974) vor. Eine Verknüpfung dieser bestehenden jungquartären Terrassenstratigraphien ist weder möglich innerhalb verschiedener Teilstrecken der untersuchten Flüsse noch zwischen den alpinen Nebenflüssen einerseits und andererseits der Donau – als Sammelader von Flüssen aus dem Alpen- und Mittelgebirgsraum.

Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen ist die jungquartäre fluviatile Dynamik der Isar und der Donau im Raum Landshut – Regensburg – Pleinting. Sie erfassen das untere Isartal und die Niederbayerische Donauebene zwischen den Donauengtälern oberhalb von Regensburg und unterhalb von Pleinting (Abb. 1). Den zeitlichen Rahmen bildet weitgehend das Jungquartär – vom Ausgang der vorletzten Kaltzeit (Riß) bis zur Regulierung beider Flüsse seit Mitte des vorigen Jahrhunderts. Dieser wurde jedoch infolge hervorragender Aufschlußverhältnisse im Raum Regensburg-Harting bis ins Altpleistozän ausgedehnt. Dadurch konnte eine erste stratigraphische Untergliederung des dort bisher als Einheit angesehenen, rißzeitlichen "Hochterrassenkörpers" vorgenommen werden (Kap. 3.2.) Außerdem wurde dort eine stratigraphisch reich gegliederte Würmlöß-Bedeckung nachgewiesen (Kap. 3.2.2.). Diese thematischen und zeitlichen Erweiterungen der Untersuchungen bilden letztendlich einen wichtigen Lokalschlüssel zur Rekonstruktion des jungquartären, flußgeschichtlichen Ablaufes im Donautal unterhalb von Regensburg.

Räumliche Schwerpunkte der Untersuchungen lagen:

1. an der unteren Isar, insbesondere im Raum unter- und oberhalb von Dingolfing (Kap. 2). Dieser Talraum repräsentiert den alpinen Vorlandsfluß, weit entfernt von der ehemaligen pleistozänen Vorlandsvergletscherung.
2. an der Donau oberhalb der Isarmündung im Raum Regensburg – Straubing – Bogen (Kap. 3). Diese Talposition kennzeichnet zum einen seine besondere Lage unmittelbar unterhalb von einer Engtalstrecke sowie zum anderen die Einmündung von bedeutenderen Zuflüssen aus dem Mittelgebirgsraum (Altmühl, Naab, Regen).
3. an der Donau im Bereich und unterhalb der Isarmündung bis zum Engtaleintritt bei Pleinting (Kap. 4.). Er hebt sich von den anderen beiden Talräumen infolge der Einmündung eines alpinen Nebenflusses (Isar) wie auch durch seine Lage oberhalb einer Engtalstrecke ab.

Für jeden dieser drei Teilräume wurde seine Entwicklung im Jungquartär mit Hilfe verschiedener, den jeweiligen Gelände- und Aufschlußsituationen angepaßten, quartärgeologischen Methoden (ausführlich in: SCHELLMANN 1988: Kap. 2) erfaßt. Hierdurch ergeben sich zwischen den einzelnen Teilräumen Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede, die als Ausdruck der jeweiligen spezifischen Talsituationen anzusehen sind. Unter Einbeziehung bestehender Untersuchungsergebnisse aus weiteren Talräumen des Alpenvorlandes können die Ergebnisse regional und überregional vergleichend eingebunden werden (Kap. 5).

1.1. Geographisch – geologisch – hydrologischer Überblick

Das Quellgebiet der Isar und ihrer größten Nebenflüsse Ammer/Amper und Loisach liegen im Ammer-, Wetterstein- und Karwendelgebirge der Nördlichen Kalkalpen. Bei Bad Tölz erreicht die Isar das Alpenvorland. Nach Durchquerung des Wolfratshausener Beckens, der Jungendmoränen bei Schäftlarn (südl. München) und der Münchener Ebene ändert sie mit dem Erreichen des Niederbayerischen Hügellandes bei Freising ihre Laufrichtung auf ENE. Bei Moosburg verengt sich mit der Einmündung der Amper das Isartal trichterartig zu einem 80 – 120 m tiefen, in die Obere Süßwasser-

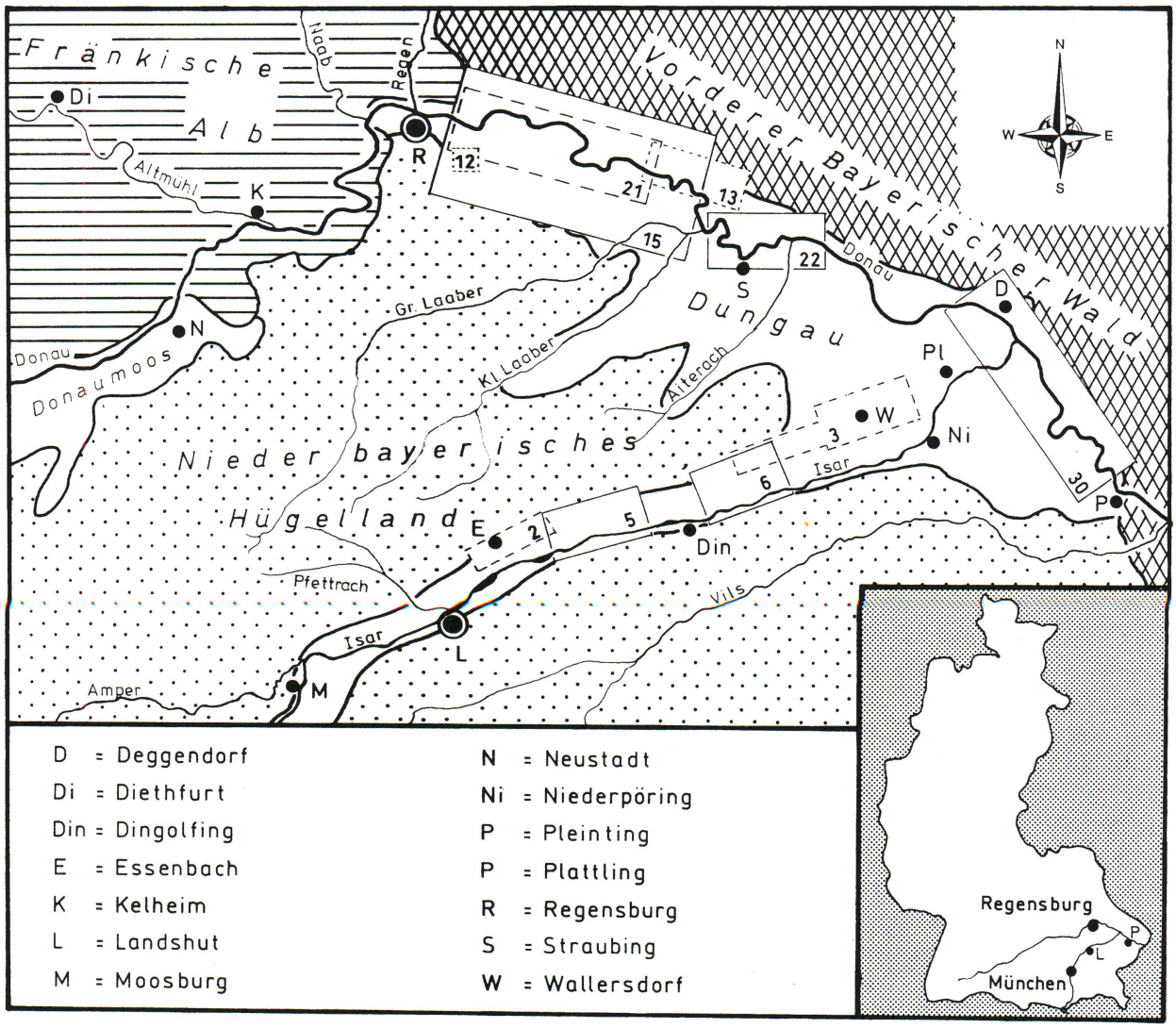


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

molasse des Niederbayerischen Tertiärhügellandes eingeschnittenen Kastental: das untere Isartal.
Zwischen Landshut und Landau besitzt das Isartal nach SCHÄFER (1968: 183ff.) einen antezedenten Talcharakter als Folge schwacher Hebungsintensitäten der Landshuter Schwelle (Grundgebirgshoch). Schwache tektonische Hebung und die Schmelzwässer der pleistozänen Vorlandsvergletscherungen schufen hier ein durchschnittlich 4,5 km breites, schlauchartiges Tal mit steilen Flanken und nahezu ebenem Talboden, in dem alle älteren pleistozänen Flußablagerungen von den jeweils nachfolgenden fluviatilen Erosionsphasen fast vollständig ausgeräumt wurden. Unterhalb von Großköllnbach öffnet sich das Kastental der Isar zum Niederbayerischen Gäuboden (Dungau), eine von der Donau an der Nahtstelle zwischen Alpenvorland und Vorderem Bayerischen Wald geschaffene Beckenlandschaft. Die bis sechs Kilometer breite Isarmündung quert mit einem mittlerem Talgefälle von 1 ‰ den Dungau in ostnordöstlicher Richtung, wobei der im Engtal dicht am südlichen Talrand angelegte Isarlauf ab Niederpöring unvermittelt in Richtung NO den Talboden quert, um bei Isargmünd nahezu im rechten Winkel in die Donau zu münden.

In den Abflußverhältnissen der unteren Isar spiegeln sich die spezifischen klimatisch-meteorologischen Eigenarten ihres alpinen Haupteinzugsgebietes wider (vgl. HERMANN & EGGER 1980: 135). Schmelzwässer und ein ausgeprägtes sommerliches Niederschlagsmaximum bewirken höhere Abflußmengen mit einer Häufung der Hochwässer im Sommerhalbjahr, während die Wintermonate durch im allgemeinen niedrige Wasserführung mit seltenerem Auftreten von Hochwasserlagen gekennzeichnet sind. Mit von Natur aus periodisch

starken Schwankungen ihrer Wasserführung weist die untere Isar bei Landau (Jahresreihe 1926 – 50, nach: WEINIG 1972: 29) einen mittleren Niedrigwasserabfluß von 87,9 cbm/s, eine durchschnittliche Mittelwasserführung von 166 cbm/s und einen mittleren Hochwasserabfluß von 640 cbm/s auf, wobei Katastrophenhochwässer der Jahre 1899, 1940 und 1954 eine Wasserführung von 1500 – 1600 cbm/s erreichten.

Während die Isar im Raum Landshut – Landau in einem breitsohligen, tief eingeschnittenen Kastental fließt, hat die Donau zwischen Regensburg im NW und Hofkirchen im SE – an der Nahtstelle (Donaurandbruch) zwischen dem Molassebecken des Alpenvorlandes und dem kristallinen Grundgebirge des Vorderen Bayerischen Waldes – im Laufe ihrer Flußgeschichte eine bis 15 km breite und ca. 80 km lange Beckenlandschaft – den Dungau – geschaffen (Abb. 1). Ein- und Ausgang dieser Beckenlandschaft bilden Engtaldurchbrüche oberhalb von Regensburg durch die Massengesteine des Fränkischen Jura und unterhalb von Hofkirchen durch die kristallinen Gesteine des Vorderen Bayerischen Waldes. Den Dungau kennzeichnet ein asymmetrisch ausgebildeter Talquerschnitt. Von der südwestlichen Talumrahmung – dem sanft kuppigen Niederbayerischen Tertiärhügelland – leiten mehrere weitgespannte, lößbedeckte Terrassenfluren zum Talboden hinunter. Jenseits der Donau endet der Talboden auf weite Strecken unvermittelt an den schroff aufragenden Steilhängen des Vorderen Bayerischen Waldes. Eine Auflockerung dieses markanten orographischen, morphologischen und geologischen Gegensatzes bewirken lediglich einzelne in das Mittelgebirge hineingreifende und mit Löß ausgekleidete Tertiärbuchten u.a. bei Steinach, Hunderdorf, Deggendorf und Hengersberg.

Während die untere Isar unter dem hydrologischen Regime ihres alpinen Einzugsgebietes steht, münden in die Donau sowohl Flüsse aus dem Alpenraum (Iller, Lech, Isar) als auch aus dem Mittelgebirgsraum (Altmühl, Naab, Regen) ein. Daher weist die Donau unterhalb der Naab- und Regenmündung im Jahresmittel ein höheres Wintermaximum des Abflusses – Mittelgebirgstyp – auf, um erst mit Einmündung der Isar – alpiner Typ – ein zweites, leichtes Sommermaximum zu besitzen (vgl. HAAR et al. 1979: 120, Abb. 5.1.9.). Oberhalb der Isarmündung tragen zudem die einmündenden Mittelgebirgsflüsse Naab und Regen erheblich zur Entstehung von Winterhochwasserlagen der Donau bei, so daß im Talabschnitt Regensburg – Isarmündung die größten Hochwasserabflüsse Winterereignisse sind. Erst mit Einmündung der Isar mit ihrem alpin geprägten Abflußcharakter verschieben sich die höchsten Abflußbeträge stärker auf das Sommerhalbjahr. Nach UNBEHAUN (1971: 25; Anhang 7.3.) beträgt das Verhältnis von Sommer- zu Winterhochwasser bei den zehn größten Hochwasserabflüssen im Zeitraum 1845 – 1965 oberhalb der Isarmündung am Pegel Pfelling 2 : 8, während es unterhalb der Isarmündung am Pegel Hofkirchen deutlich zum Sommerhalbjahr hin auf 4 : 6 verschoben ist. Bezüglich der mittleren Abflußhöhe der Donau, die im Zeitraum 1924 – 1981 am Pegel Pfelling 460 cbm/s betrug, bewirkt die Einmündung der Isar eine Abflußerhöhung um fast 40 % auf 635 cbm/s (WASSER- UND SCHIFFAHRTSAMT REGENSBURG 1984: Gewässerkundliche Daten). Neben der Beeinflussung der Wasserführung verursacht die nahezu im rechten Winkel einmündende Isar einen kräftigen Rückstau der Donau. Infolgedessen nimmt das mittlere Talgefälle des jungholozänen Donautalgrundes von 0,35 ‰ im Raum Regensburg – Bogen zur Isarmündung hin auf 0,2 ‰ ab, um erst unterhalb der Isarmündung eine deutliche Gefällszunahme auf 0,45 ‰ aufzuzeigen.

1.2. Forschungsstand

Arbeiten, die über die seit PENCK & BRÜCKNER (1909) bestehende traditionelle Gliederung des Talbodens in einheitliche würmzeitliche Niederterrassenflur mit teilweise holozäner Auensedimentüberdeckung hinausgehen, liegen an der Isar von BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964d) im Raum Freising, von HOFMANN (1966; 1973) im Raum Landshut, von WEINIG (1972) im Raum Landshut – Landau und von UNGER (1983a; 1983b) im Isarmündungsbereich unterhalb von Landau vor.
Die detaillierteste jungpleistozäne Terrassengliederung konnte BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964d) im Isartal bei Freising nachweisen. Er untergliederte zwei bis drei würmzeitliche und fünf bis sechs holozäne Schotterflächen. Jeder dieser Schotterflächen (Ausnahme: Echinger Lohe-/ Garching-Stufe) ordnete er eine sie typisierende Bodenbildung zu. In Tab. 1a sind seine Terrassenstufen, ihre kennzeichnenden Bodenbildungen und absolute Belege für die Alterseinstufung zusammengefaßt. Hinweise bezüglich der Tiefenlage der jeweiligen Terrassenbasen liegen nicht vor. BRUNNACKER (zuletzt in BRUNNACKER & STRAUCH 1985: 504) sieht in den postglazialen Terrassenstufen Aktivierungsphasen des fluviatilen Geschehens, die eine zeitliche Weiterbelebung des von TROLL (1926) für das spätglaziale Geschehen im Jungendmoränenbereich beschriebenen Erosions- und Akkumulationsvorganges (Schwemmkegel) bedeuten. BRUNNACKERs Terrassengliederung

Tab. 1a: Jungquartäre Terrassenstufen der Isar im Raum Freising – Ismaning nach BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964)

	Terrassen	Bodenbildungen	Altershinweise
Würm	Niederterrasse	Parabaunerden Schotterzersatzzone	Ältere Schotterflächen; Verknüpfung Jungendmoränen, lößfrei
Spätglazial	Altstadt-Stufe (innere u. äußere)	flachgründige Braunerden verbraunte Rendzinen Schotteranwitterungshorizont	
	? Echinger Lohe – bzw. Garching – Stufe	verbraunte Rendzinen	
Präboreal/ Boreal	Neufahrn – Stufe	Mullrendzinen mit Ca-Horizont	
Subboreal	Pulling-Stufe	dunkelgraue Mullrendzinen Pechanmoor	Holz aus 3 – 4 m Tiefe: 4280 ± 110 a. BP
Römerzeit	Lerchenfeld-Stufe	graubraune Mullrendzinen	
Mittelalter/ Neuzeit	Dichtl-Stufe	graubraune Paternia	abgerollte Ziegelbrocken
Neuzeit	Auwald-Stufe	graue u. hellgraue Paternia Rohböden	

Tab. 1b: Jungquartäre Terrassenstufen der Isar im Raum Landshut nach HOFMANN (1973) und im Raum Landshut – Landau nach WEINIG (1972)

	Terrassen (nach HOFMANN)	Altershinweise	Terrassen (nach WEINIG)	Altershinweise
Würm	Niederterrasse (?) Niederterrasse	1-1,5 m Löß Schwemmlöß	Niederterrasse (?)	
Spätglazial	Altstadt-Stufe	Schotteranwitterungshorizont	Altstadt-Stufe	
Subboreal	Pulling-Stufe	Pechanmoor	Pulling-Stufe	
Römerzeit	Lerchenfeld-Stufe	Holz aus 2,5 m T.: 1505 ± 65 a. BP	Lerchenfeld-Stufe	
Mittelalter	Dichtl-Stufe	Holz aus 3 m T.: 310 ± 50 a BP	Dichtl-Stufe	Tonscherben, Ziegel
Neuzeit	Auwald-Stufe	irdenes Geschirr	Auwald-Stufe	Tonscherben Ziegel

aus dem Freisinger Raum wurde teilweise isarabwärts von HOFMANN (1966; 1973) im Raum Landshut und von WEINIG (1972) im Raum Landshut – Landau weiterverfolgt (Tab. 1b; SCHELLMANN 1988: Kap. 1.3.). Beide Bearbeitungen bieten insbesondere bezüglich des postglazialen Terrassenbaus der Isar wichtige neue Erkenntnisse. Im Gegensatz zu den älteren Bearbeitungen des Isartales trägt das im Rahmen der geologischen Landesaufnahme von Bayern im Maßstab 1 : 50000 von UNGER (1983) vorgelegte Blatt Landau keine neuen Erkenntnisse bei zur morphologisch-geologischen Detailgliederung und zur stratigraphischen Einstufung des Talbodenquartärs von Isar und Donau (SCHELLMANN 1988: Kap. 1.3.).

An der Donau fehlten bis zur Fertigstellung der Dissertation (SCHELLMANN 1988) detaillierte Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte. Die großmaßstäbigen Karten und ihre Erläuterungen von LEGER (1965), WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) behandeln alle großen pleistozänen Terrassenfluren (NT, HT, JÜNGERER und ÄLTERER DECKENSCHOTTER) in der klassischen PENCK'schen Terrassengliederung. WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983) befassen sich zudem an Hand zahlreicher geoelektrischer und seismischer Profile mit den Mächtigkeiten der quartären Talfüllung. Beide beschreiben unterschiedliche Deckschichtenvorkommen auf den jungquartären Flußablagerungen, die erstmalig von BRUNNACKER (1956) bei Straßkirchen ausgegliedert wurden. Dort unterscheidet BRUNNACKER (1956) drei die "Niederterrasse" bedeckende spätglaziale Deckschichten: den "Älteren Schwemmlöß" in randlichen externen Bereichen der "Niederterrasse" und ihm vorgelagert – als jüngere Ablagerungen – einen "fluviatilen Talsand" und "äolischen Flugsand". Altersbelege liegen nicht vor. Als holozäne Ablagerungen erkennt er noch einen "Jüngeren Schwemmlöß", der in seiner Verbreitung dem heutigen Donaulauf folgt. Er ist nach BRUNNACKER & KOSSACK (1957: 46) älter als die auf ihm liegenden mittel- und jungneolithischen Siedlungen. Als jüngstes Sediment stuft BRUNNACKER (1956: 34) den im Überschwemmungsgebiet der Donau liegenden Auenmergel ein. Dieser wurde erstmalig von CLESSIN (1910) beschrieben und seine Ablagerung in die historische Zeit gestellt. Weitere Hinweise zur postglazialen Flußdynamik der Donau finden sich vor allem bei BECKER (1982), BÖHM & SCHMOTZ (1979) und SCHMOTZ (1984a).

Neben diesen älteren Untersuchungen liegt aus dem Donautalabschnitt Regensburg – Straubing inzwischen von BUCH (1988a) eine weitere Neubearbeitung zur spätpleistozänen und holozänen Geomorphodynamik der Donau vor. Da u.a. auch dieser Talabschnitt ein Teilraum der vorliegenden Untersuchungen war (Kap. 3), wird an dieser Stelle ausführlicher auf die Ergebnisse von BUCH eingegangen. Dies zudem, da beide unabhängig voneinander durchgeführten Bearbeitungen völlig gegensätzliche Auffassungen bezüglich der jungquartären Talgeschichte der Donau vertreten.
In der stratigraphischen Abgrenzung des Niederterrassenniveaus und seiner weiteren morphologischen Untergliederung folgt BUCH (1988a) weitgehend den vorherigen Bearbeitern. Ebenso wie LEGER (1965) sieht er eine morphologische Dreigliederung in:

1. in ein lößbedecktes Niederterrassenniveau, das lediglich im Raum Neutraubling – Mintraching ausgebildet ist (BUCH 1988a : Karte 8a). BUCH bezeichnet dieses, am höchsten gelegene Niederterrassenniveau als "Deckniveau der Niederterrasse". Es entspricht in dieser Arbeit der "Übergangsterrasse", wobei diese – entgegen BUCH – nicht nur im Raum Neutraubling – Mintraching, sondern auch weiter talabwärts u.a. im Raum Hofdorf – Münster morphologisch erhalten ist (Kap. 3.2.1.).
2. in das eigentliche, lößfreie Niederterrassenniveau, von BUCH als "Hauptniveau der Niederterrasse" benannt. In seiner morphologischen Verbreitung (BUCH 1988a: Karte 8a, 8b) deckt es sich südlich der Donau im Raum Regensburg – Pfatter mit dem NT1- und NT2-Niveau (Kap. 3.3.1.1., 3.3.1.2.), umfaßt jedoch im Sarchinger Raum auch noch das dort erhaltene NT3-Niveau (Kap. 3.3.1.3.). Nördlich der Donau erstreckt es sich nach BUCH (1988a: Karte 8a, 8b) – weitgehend LEGER (1965: Geol. Karte) folgend – auch im Raum Niederachdorf – Oberzeitldorn – Kirchroth – Münster. Dort umfaßt es sowohl von seiner morphologischen Erhebung wie auch Lößbedeckung Teile der HT1 und der ÜT (Kap. 3.2.1., Abb. 13). Erst unterhalb von Münster ist erneut ein lößfreies Niederterrassenniveau – die NT2 – in größerer morphologischer Verbreitung nördlich der Donau erhalten.
3. in ein tieferes Niederterrassenniveau, wie es bereits LEGER (1965: 156) im Raum Tegernheim erkannte, erstreckt sich nach BUCH (1988a: Karte 8a, 8b) als "Auflösungsniveau der Niederterrasse" auch im Raum Kiefenholz und östlich von Pfatter. Dieses Niveau entspricht dort der NT3, wobei – entgegen BUCH – auch im Sarchinger Raum ein morphologisch ebenso tiefliegendes Niederterrassenniveau ausgebildet ist (Kap. 3.3.1.3.).

Das insgesamt deutlich tiefer gelegene Auenniveau kann nach BUCH (1988a: 42f.) in drei Terrassenniveaus weiter untergliedert werden:

1. in das "Obere Auenniveau" in 4,5 bis 5,5 m ü. NW der Donau (NW 1972). Es hebt sich durch sein flachwelligeres Relief mit geringen Höhenunterschieden zum einen von den höhergelegenen Niederterrassen und zum anderen von den stärker reliefierten, jüngeren Auenterrassen ab. Dabei ist nach BUCH (1988a: 103) die eindeutige Identifizierung der "Oberen Auenstufe" im wesentlichen abhängig von der Erfassung der sie typisierenden Bodenbildung – einer Kalkbraunerde.
2. in das "Mittlere Auenniveau" in 3,5 bis 5 m ü. NW der Donau. Bei seiner Auskartierung stützt sich BUCH (1988a: 42) vor allem auf die Auswertung historischer Karten als die Auenbereiche, die vor dem Jahre 1712 gebildet wurden.
3. in das "Untere Auenniveau", das in 0 bis 5,5 m ü. NW der Donau höhengleich an das "Mittlere Auenniveau" gereiht ist. Seine Abgrenzung ergibt sich durch die in diesem Niveau auftretenden größeren, offenen Altwasserflächen. Zudem entspricht es nach dem auf der Grundlage historischer Karten seit dem Beginn des 18. Jh. rekonstruierbaren Donaulauf (BUCH 1988a: 43).

Da die eigene morphologische Kartierung – Methode der Reihenterrassenkartierung (Kap. 3.3.2.1.) – dieses Donautalabschnittes eine völlig andersartige Auenterrassengliederung aufzeigt (Kap. 3.3.2.), ist eine Korrelation mit den von BUCH einerseits morphologisch und pedologisch – "Höheres Auenniveau" – andererseits vor allem mit Hilfe historischer Karten – "Mittleres und Unteres Auenniveau" – ausgeschiedenen Auenstufen nicht möglich.

Neben diesen beiden morphologischen Großeinheiten – der Niederterrassenflur und den Auenterrassen – sieht BUCH (1988a: 46) – ebenso wie WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) – in der geologischen Abgrenzung eine klare Unterscheidung zweier Terrassenkörper – dem Niederterrassenkörper einerseits und dem Auenterrassenkörper andererseits.

Dabei ist nach BUCH der Schotterkörper der Niederterrassenflur in der Tiefenlage seiner Quartärbasis deutlich abgesetzt sowohl von der höherliegenden Quartärbasis der Hochterrassen als auch von der tieferliegenden Quartärbasis der Auenterrassen (Kap. 3.3.1.1. u. 3.3.2.1.). Neben der Auswertung von Bohrungen stützt sich BUCH dabei vor allem auf die geoelektrischen und seismischen Profile von WEINIG (1980: Beilage 7). Die morphologische Dreigliederung der Niederterrassenflur wird weder durch die in diesem Bereich auftretenden Tiefenzonen und Höhenrücken des subquartären Reliefs nachgezeichnet, noch sind innerhalb des Sedimentkörpers der Niederterrassenflur Differenzierungen zu erkennen (BUCH 1988a: 48; s. Kap. 3.3.1.1.). Die von BUCH (1988: 70ff., Abb. 22) von der Niederterrassenflur vorgelegten Aufschlußbeschreibungen erfassen allerdings fast durchweg nur die hangenden 3 bis 4 m des Terrassenkörpers bis max. 1,5 m ü. Talmittelwasserspiegel (MW). Diese tieferreichenden Aufschlußbeschreibungen liegen alle innerhalb der NT1. Die Basis der NT1 wird jedoch erst in einer Tiefenlage von ca. 1 bis 2,5 m ü. MW erreicht (Kap. 3.3.1.1.), während die Quartärbasis innerhalb der Niederterrassenflur Tiefenlagen von bis max. –5 m u. MW aufzeigt. Lediglich in seiner Profilbeschreibung Min 65 (BUCH 1988a: 71) ist die Niederterrasse ("NT1" nach eigenen Bearbeitungen, Kap. 3.3.1.1.) bis in 5 m Tiefe fast bis zum Mittelwasserniveau aufgeschlossen, wobei im basalen Bereich nach BUCH (1988a: 73) ausnahmsweise eine besondere Stillwasserfazies zwischen zwei Grobkies- und Blocklagen auftritt. Der quartäre Sedimentkörper der gesamten Niederterrassenflur ist nach BUCH als eine einheitliche Aufschüttung von der Basis bis auf das Schotteroberkantenniveau des "Deckniveaus der Niederterrasse" anzusehen. Erst im Anschluß an diese Aufschotterung erfolgte die weitere morphologische Gliederung vom "Deckniveau" zum "Hauptniveau der Niederterrasse" als Folge der "Metamorphose" der Donau vom klassisch verzweigten – "braided" – zum anastomisierenden – "anastomosing" – Fluß. Dieser flußmorphologische Übergang kennzeichnet (BUCH 1988a: 56ff.; zuletzt BUCH 1989: 283) eine Konzentration des Abflusses auf wenige aktive, in ihrer horizontalen Verlagerung insgesamt lagestabile Rinnen. Dabei sollen sie die erosive Herausarbeitung der beiden tiefergelegenen Teilfelder der Niederterrasse bewirkt haben. Das "Auflösungsniveau der Niederterrasse" wurde im Verlauf der Formungsdynamik der Auenterrassen mehrfach überprägt (BUCH 1988a: 57). Auch bei ihm liegt damit kein eigenständiger Akkumulationskörper vor (Kap. 3.3.1.3.). Bezüglich der Definition eines "anastomisierenden" Flusses verweist BUCH (1988a: 57) vor allem auf SCHUMM (1968: 1580), aber auch auf MIALL (1977: 4, Tab. 1) und MORISAWA (1985: 91, Tab. 7.1.). Bei diesen Autoren, wie auch anderen (u.a. MIALL 1982; SMITH 1983; SMITH & SMITH 1980; RUST 1981) sind neben der großen Sinuosität der Flußarme von >1,5 anastomisierende Flüsse durch vertikale Akkumulationen mit fast senkrechten Fazieseinheiten gekennzeichnet. Zudem sind die auftretenden, geringen lateralen Flußbettverlagerungen eine Folge der Stabilisierung des Flußlaufes vor allem durch ko-

häsive Uferränder. Innerhalb der Niederterrassenfluren finden sich jedoch weder Schichtverbände noch Sedimentfazien, die eine Ablagerung durch einen anastomisierenden Donaulauf bezeugen (Kap. 3.3.1.1. bis 3.3.1.3.); noch könnte ein solcher sowohl per definitionem als auch prozessual bei einer "horizontalen Stabilisierung des Gerinnesystems" (BUCH 1988a: 126, 132) erosiv zur Herausbildung verschiedener topographischer Terrassenniveaus führen.

Die zeitliche Stellung der Aufschotterung der Niederterrasse bis zur Schotteroberkante des "Deckniveaus der Niederterrasse" ergibt sich aus der stratigraphischen Gliederung ihrer Lößdeckschichten (BUCH 1988a: 59ff., 121). Auf der Grundlage entsprechender Sondierungen wird demnach das "Deckniveau der Niederterrasse" von einem bis zu 4 m mächtigen, durch eine (BUCH 1988a) bzw. zwei (BUCH 1988b: Fig. 7) schwache Verbraunungszonen gegliederten Jungwürmlöß überlagert mit einer hochglazialen Molluskenfauna an der Basis. Da ältere Würmlösse und entsprechende Bodenbildungen wie der mittelwürmzeitliche "Lohner Boden" nicht nachzuweisen sind (BUCH 1988a), geht er davon aus, daß die fluviale Formung des liegenden Terrassenschotters noch bis ins beginnende Hochglazial andauerte (BUCH 1988a: 69, 132f.). Noch im Hochglazial erfolgte die oben beschriebene "Metamorphose" des Gerinnebettmusters der Donau mit anschließender erosiver Herausbildung der beiden tieferen Niederterrassenniveaus (BUCH 1988a: 132). In einzelnen Rinnen seines "Hauptniveaus der Niederterrasse" endete dabei die fluviale Formung bereits im Hochglazial, während sie in anderen Rinnen noch bis ins Spätglazial hinein andauerte (BUCH 1988a: 132). Belege hierfür sind:

1. eine an hochglaziale Klimaverhältnisse adaptierte Molluskengesellschaft in einer Paläorinnenfüllung auf dem Hauptniveau der Niederterrasse" bei Friedenhain – nordwestlich von Straubing (BUCH 1988a: 93).
2. eine artenreiche spätglaziale Molluskenfauna innerhalb eines isolierten Sumpflößvorkommens im Bereich des "Hauptniveaus der Niederterrasse" nördlich von Rosenhof. Sie weist nach BUCH (1988a: 79ff.; BUCH & HEINE 1988: 20) daraufhin, daß dort noch während des Spätglazials (±17000 – 10000 BP) seichte, wassererfüllte Rinnen existierten. Nach der eigenen Kartierung liegt das Vorkommen auf der spätglazialen, präböllingzeitlichen NT2 (Kap. 3.3.1.2.).
3. ein von REISCH (1974) im Bereich des "Hauptniveaus der Niederterrasse" östlich von Barbing an der Basis von Flugsanden nachgewiesener spätjungpaläolithischer Fundplatz, so daß auch dort die fluviale Formung vor der Älteren Dryaszeit beendet war (BUCH 1988a: 78f.; ders. 1989: 283). Auch dieses Vorkommen liegt nach der eigenen Kartierung auf der spätglazialen, präböllingzeitlichen NT2 (Kap. 3.3.1.2.).

Bezüglich des "Auflösungsniveaus der Niederterrasse" nimmt er an, daß zumindest Teile des Paläorinnensystems während der jüngeren Dryas nicht mehr aktiv fluvial geformt wurden, als Folge einer bedeutenden Tiefenerosionsphase an der Wende Spätglazial/Frühholozän (BUCH 1988C: 146). So ergab die 14C-Datierung organischer Großreste an der Basis einer schluffig-lehmig-sandigen Paläorinnenfüllung des "Auflösungsniveaus der Niederterrasse" nördlich von Griesau ein konventionelles 14C-Alter von 10295 ± 175 BP (BUCH 1988b: Fig. 27; ders. 1988c: 146). Der Fundplatz liegt nach der eigenen Kartierung im Randsenkenbereich der im ausgehenden Spätglazial aufgeschotterten NT3 (Kap. 3.3.1.3.).

Entgegen den beiden tieferen Niederterrassenniveaus besitzen nach BUCH (1988a: 48ff., 99ff., Abb. 54) alle drei Auenstufen eigenständige Akkumulationskörper. Dabei ist das Auenniveau insgesamt durch einen stufenartigen Abfall der Quartärbasis von der Niederterrassenflur abgesetzt (Kap. 3.3.2.1.). In diesem markanten Abfall manifestiert sich eine bis 20 m unter das "Hauptniveau der Niederterrasse" reichende Erosionsphase (BUCH 1988a: 106, 119), die zeitlich an die Wende Spätglazial/Frühholozän zu stellen ist (BUCH 1988a: 126; ders. 1988c: 146f.). Für diese Tiefenerosionsphase nimmt er ein "gewundenes Gerinnebettmuster" der Donau an (BUCH 1988a: Abb. 27,). In der anschließenden Phase einer erneuten Aufschotterung verknüpft mit einem "verzweigten Gerinnesystem" erfolgte die Akkumulation der nach BUCH horizontal geschichteten Flußbettsedimente der "Oberen Auenstufe", die als Basalfazies auch die "Mittlere und Untere Auenstufe" unterlagern. Hierzu führt BUCH als Belege zwei Bohrserien auf seiner "Oberen Auenstufe" an: zum einen aus dem Raum südöstlich von Kiefenholz mit 9 Sondierungen (BUCH 1988a: Abb. 40) und aus dem Raum nordwestlich von Kößnach mit 4 Sondierungen (BUCH 1988a: Abb. 43). Die in den Sondierungen erfaßte Reliefierung der Schotteroberkante der "Oberen Auenstufe" mit bis ca. 2 m eingetieften Paläorinnen sieht er als Ausdruck eines "verzweigten Gerinnebettmusters" der Donau an, die daher vertikal aufschotternd die Flußbettfazies der "Oberen Auenstufe" ablagerte (BUCH 1988a: 103). Diese Phase der vertikalen Akkumulation endet nach BUCH (1988a: 104f.; ders. 1989: 284; BUCH & HEINE 1988: 22) mit Beginn des Subboreals. Belege

hierfür sind neben einer ausgeprägten Kalkbraunerde-Bodenbildung:

1 der Nachweis endneolithisch/frühbronzezeitlicher Siedlungsspuren auf der "Oberen Auenstufe" im Raum Öberau bei Straubing (hierzu: Kap. 3.3.2.3.).

2. eine 14C-Datierung organischer Großreste von 2805 ± 115 BP. Die Datierung stammt von der "Oberen Auenstufe" südöstlich von Kiefenholz (BUCH 1988b: Fig. 27, Fig. 29, Fig. 30). Der Fundort liegt nach der eigenen Kartierung in der Nahtrinne der subborealen H3-Terrasse. Für die Ausbildung der intern angrenzenden H3-Terrassenflächen (Kap. 3.3.2. bis 3.3.2.3.) bildet diese Datierung einen terminus ab quo.

3. ein 14C-Alter von 3030 ± 130 BP (BUCH 1988c: 148 ohne genauere Fundortangabe und Beschreibung).

Nach Ausbildung der "Oberen Auenstufe" änderte sich dann das Gerinnebettmuster der Donau erneut zu einem erstmals gewundenen bzw. mäandrierenden Donaulauf bei nun deutlich höherliegender Flußbettsohle (BUCH 1988a: 107). Als lateral geschichtete "Hangendfolge" überlagern die Sedimentkörper der "Unteren und Mittleren Auenstufe" in weiten Auenbereichen die horizontal geschichtete "Basalfolge" der "Oberen Auenstufe" (BUCH 1988a: Abb. 54). Die Sohlenlage dieser beiden jüngeren Terrassen von rd. -2 m u. NW der Donau rekonstruiert BUCH (1988: 50ff.) unter Verweis auf ROTNICKI & BOROWKA (1985) aus der Mächtigkeit feinklastischer Verfüllungen entsprechend alter Paläorinnen - wiederum an Hand einzelner Sondierungen (BUCH 1988: Abb. 50, Abb. 40, 107ff.). Wie jedoch u.a. ROTNICKI & BOROWKA (1985; ROTNICKI 1983:343ff.) zeigen, bedarf es allein innerhalb eines einzigen Paläomäanders zahlreicher Bohrungen, um im günstigen Falle Aussagen wie u.a. zur Flußbettiefe machen zu können.

Die bedeutende laterale Sedimentumlagerung seiner "Mittleren Auenstufe" umfaßt nach BUCH (1988a: 116) einen Zeitraum vom Beginn des Subboreals bis zum Beginn des 18. Jh. An absoluten Altersbelegen liegen dazu vor:

1. ein 14C-Alter organischer Großreste von 1385 ± 85 BP (BUCH 1988b: Fig. 27, Fig. 29; ders. 1988c: 148). Die Datierung stammt aus der basalen Füllung eines jüngeren Paläomäanders seiner "Mittleren Auenstufe" südöstlich von Kiefenholz. Nach der eigenen Kartierung (Kap. 3.3.2. bis 3.3.2.3.) stellt dieser Paläomäander das jüngste Stadium der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse dar. Die Datierung der basalen Nahtrinnenfüllung gibt für die H4-Terrassenbildung einen Altershinweis von älter/gleich.

2. ein 14C-Alter von 1360 ± 115 BP aus dem "Neubruch-Paläomäander" südöstlich von Kiefenholz - BUCHs "Mittlerer Auenstufe (BUCH 1988b: Fig. 27 ohne weitere Angaben). Nach der eigenen Bearbeitung handelt es sich dort um den spätmittelalterlich/frühneuzeitlichen H6-Paläomäander, der nach historischen Karten noch bis ca. 1749 aktives Donaubett war (SCHELLMANN 1988: 225, Abb. 26).

3. aus dem Nahtrinnenbereich seiner postatlantischen "Mittleren Auenstufe" westlich von Sarching beschreibt BUCH (1988b: Fig. 20, Fig. 21) deren Verfüllung mit ca. 6,5 m mächtigen, an der Basis stark humosen Rinnensedimenten. Sie werden von Frau Dr. M. Knipping (Universität Stuttgart-Hohenheim, Bot. Inst.) pollenanalytisch bearbeitet (Vortrag während d. DFG-Schwerpunkttreffens "Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär" in Neustadt a. Rbg., Nov. 1989). Nach ihrer freundl. mündl. Mitt. beginnt die Verfüllung der Nahtrinne mit stark humosen Sedimenten um 6000 BP, womit die eigene Kartierung als Nahtrinne der atlantischen H2-Terrasse bestätigt wird (Kap. 3.3.2. bis 3.3.2.3.).

Auf der Grundlage der oben dargestellten Befunde und Deutungen postuliert BUCH (1988a; 1988c; 1989; BUCH & HEINE 1988) eine flußdynamische Sonderstellung der Donau in Mitteleuropa. "Für die Donau muß nach dem heutigen Kenntnisstand vielmehr von einer Eigengesetzlichkeit hinsichtlich Erosion und Akkumulation ausgegangen werden, die vom Klimarhythmus unabhängig ist" (BUCH 1988a: 134). Dabei folgt er der Vorstellung von FINK (1977; 1979), daß für jede Teilstrecke der Donau ein individuell unterschiedliches und sehr komplexes Wirkungsgefüge externer und interner Steuerungsfaktoren und Schwellenwerten besteht, so daß Änderungen externer, also vor allem klimatischer Steuerungsfaktoren, zu je nach Streckenabschnitt unterschiedlichen, flußdynamischen Reaktionen der Donau führen (BUCH 1988a: 131). Wie in Kap. 3 bis Kap. 5 aufgezeigt wird, trifft dies für den holozänen Zeitabschnitt mit seinen relativ schwachen klimatischen Oszillationen teilweise zu. Tatsächlich haben lokale Faktoren wie auch im jüngeren Zeitabschnitt anthropogene Einflüsse große Auswirkungen auf die geologisch-morphologische Lagerung der Terrassenbildungen. Sie haben jedoch keinen Einfluß auf die Gesamtzahl und zeitliche Stellung der großen holozänen Umlagerungsperioden, wie sie auch an anderen Flüssen des Alpenvorlandes und Mittelgebirgsraumes nachzuweisen sind (Kap. 5). Innerhalb der bedeutenderen Klima- und Vegetationsänderungen des Pleistozäns verlieren hingegen lokale Einflußfaktoren auf die morphologisch-geologische Lagerung entsprechender Terrassenbildungen wesentlich an Bedeutung. Über größere

Talabschnitte der Donau hinweg besitzen die pleistozänen Terrassen nach vertikalem Umfang in Relation vergleichbare Massenbilanzen der Erosion und Akkumulation (Kap. 4.4.). Erst größere regionale Gegensätze der raumspezifischen internen Steuerungsfaktoren, die sich zum Beispiel zwischen Flüssen des Mittelgebirgsraumes und des Alpenvorlandes oder auch zwischen vergletscherungsnahen und -fernen Talabschnitten allochthoner Alpenvorlandsflüsse zeigen, bewirken Unterschiede im pleistozänen Terrassenbaustil. Dies betrifft sowohl die morphologisch-geologische Lagerung der Einzelterrassen als auch den Zeitpunkt bedeutender flußmorphologischer und -sedimentologischer Einschnitte, wie der Umbruch vom weitgehend vertikal aufhöhenden "braided river" zu dem überwiegend lateral umlagernden "mäandrierenden" Flußlauf (Kap. 5).

1.3. Zur Nomenklatur der Terrassenkörper und Terrassenflächen

Als morphologische Terrassenbegriffe wird an beiden Flüssen zwischen den Talgrundterrassen und den sie überragenden Talhangterrassen unterschieden. Die Talgrundterrassen lassen sich morphologisch weiter unterteilen in die die Aue überragenden Niederterrassenflächen und die im Auenniveau liegenden Auenterrassen. Auenterrassen sind im Rahmen dieser Arbeit tiefere Talgrundterrassenflächen, deren Bodenbildungen durch den semiterrestrischen Einfluß des hochstehenden Talgrundwasserspiegels beeinflußt werden, d.h. durch Auenböden gekennzeichnet sind. Sie können daher auch Terrassenflächen umfassen, die in jüngerer historischer Zeit nicht mehr im extremen Hochflutbereich liegen. Als rein morphologischer Begriff kann sich das Auenniveau aus stratigraphisch unterschiedlich alten Sedimentkörpern zusammensetzen (vgl. SCHIRMER 1983: 17). Dabei können diese morphologisch als "Terrassentreppe" verschiedene Talbodenniveaus einnehmen oder als "Reihenterrassen" eine annähernd gleiche hohe Oberflächenerhebung besitzen.

Die Bezeichnungen für die den Talgrund deutlich überragenden, meist lößbedeckten Talhangterrassen wurden von den aus den Talräumen jeweils vorliegenden Kartierungen verschiedener Bearbeiter (Kap. 1.2.) übernommen. Es sollte einer künftigen Neubearbeitung dieser Terrassenniveaus vorbehalten sein, morphologisch zutreffendere und stratigraphisch unbelastetere Terrassenbenennungen aufzustellen. Zwischen den tieferen lößbedeckten Talhangterrassen, die von allen Bearbeitern als "Hochterrasse" bezeichnet werden und den lößfreien "Niederterrassen" des Talgrundes findet sich an beiden Flüssen eine weitere lößbedeckte Terrasse. Sie nimmt zwischen diesen beiden großen Niveaus eine morphologisch vermittelnde Stellung ein. Da sie auch stratigraphisch keineswegs als "Niederterrasse" im klassischen Sinne angesprochen werden kann, wird sie entsprechend ihrer morphologischen Ausprägung als "Übergangsterrasse" bezeichnet.

Bei der stratigraphischen Benennung der Sedimentkörper wurde an Stelle einer Vielzahl von Lokalnamen einem numerischen System mit durch Großbuchstaben abgekürzter allgemein-stratigraphischer Einordnung wie H = Holozän, NT = Niederterrasse, ÜT = Übergangsterrasse, HT = Hochterrasse der Vorzug gegeben. Ausgehend von der in allen drei Talabschnitten faßbaren würmzeitlichen Hauptniederterrasse als NT1 werden die jeweils jüngeren würmzeitlichen Aufschotterungen als NT2 bzw. NT3 bezeichnet. Für die holozänen Terrassen stehen mit dem Großbuchstaben H für Holozän entsprechend von alt nach jung die Termini H1 bis H7.

Tab. 2: Morphologische und stratigraphische Terrassenbezeichnungen

	Morphologische Bezeichnung		Stratigraphische Bezeichnung
HOLOZÄN	Talgrundterrassen	AUENTERRASSEN	H 7 H 1
JUNGPLEIST.	Talgrundterrassen	NIEDERTERRASSEN	NT 3 NT 2 NT 1
MITTELPLEISTOZÄN	tiefere Talhangter.	ÜBERGANGSTERRASSE	ÜT
	tiefere Talhangter.	HOCHTERRASSEN	HT 1 HT 2 HT 3
ALTPLEISTOZÄN	höhere Talhangterrassen		Hartinger Schichten (Basis: 3 - 5 m ü. MW)
	höhere Talhangterrassen	JÜNGERE DECKENSCHOTTER (25 m - Niveau)	Jüngere Deckenschotter (ungegliedert) (Basis: 4 - 12 m ü. MW)
	höhere Talhangterrassen	ÄLTERE DECKENSCHOTTER (40 m - Niveau)	? Ältere Deckenschotter (ungegliedert) (Basis: 8 - 12 m ü. MW)
PLIOZÄN/ÄLTESTPL.	Hochschotter	ÄLTESTE DECKENSCHOTTER (45 - 55 m - Niveau)	Älteste Deckenschotter (Vollschotterspektrum) (Basis: > 20 m ü. Donau)
	Hochschotter	HOCHSCHOTTER (55 - 110 m ü. Tal)	Hochschotter (Restschotterspektrum) (Basis: > 45 m ü. Donau)

Der Begriff "Übergangsterrasse (ÜT)" repräsentiert sowohl eine morphologische als auch eine stratigraphische Position. Im Raum Regensburg – Straubing konnte die bisher als einheitliche riß-kaltzeitliche Akkumulation aufgefaßte "Hochterrasse" in drei eigenständige Terrassenkörper untergliedert werden. Da bei einer künftigen Weiterbearbeitung noch zusätzliche ältere Hochterrassenglieder nicht auszuschließen sind, wurde als vorläufige Arbeitsbezeichnung die jüngste Hochterrasse als HT1, die älteren als HT2 bzw. als HT3 (bisher älteste) benannt. In Tab. 2 sind die verschiedenen im Text verwendeten morphologischen und stratigraphischen Terrassenbezeichnungen als Übersicht zusammengestellt.

1.4. Untersuchungsmethoden

Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt in allen drei Teilräumen auf der morphologischen, sedimentologischen und pedologischen Differenzierung und Alterseinstufung der verschiedenen Flußablagerungen. Durch ausgedehnte Kartierungen und Aufschlußbearbeitungen, die weitgehend im Zeitraum vom Herbst 1983 bis zum Herbst 1986 durchgeführt wurden, konnte innerhalb jedes Teilraumes eine vielgliedrige Terrassenabfolge erfaßt und über größere Talräume hinweg flächenhaft nachgewiesen werden.
Die Aufschlußbearbeitungen in Form sedimentologischer und bodenkundlicher Ansprachen führten zur Beprobung zahlreicher Profile, die teilweise mit Hilfe verschiedener Labormethoden (Tab. 3; ausführlich in: SCHELLMANN 1988: Kap. 2) weiter verarbeitet wurden, um den Geländebefund zu ergänzen.

Teilweise schwierig gestaltete sich die Erfassung des Sedimentationstypus – "L–" bzw. "V–Terrassentyp" (nach SCHIRMER 1983: 24f.) – und der Schotterbasis der jeweiligen Terrassen, da nur wenige Aufschlüsse – infolge hohen Grundwasserstandes – eine Einsichtnahme bis zur Terrassenbasis gestatteten. Die Quartärbasis konnte für einzelne Talbereiche durch die Auswertung von ca. 800 Bohrberichten (SCHELLMANN 1988: Kap. 2.3.), zum Teil auch ergänzt aus entsprechenden vorliegenden Veröffentlichungen (insbesondere: WEINIG, 1980; HOMILIUS et al. 1983) eruiert werden. Zum Teil konnten so auch Aussagen zur Tiefenlage einzelner Terrassenbasen gewonnen werden. Zur Beurteilung der Sedimentationstypen liegen allein eigene Aufschlußbeobachtungen vor. Während sich aus der räumlichen Lagerung der Terrassen, ihren sedimentologischen und pedologischen Merkmalen relatve Altersbeziehungen ergeben, liegen absolute Altersbelege vor allem aus der Erfassung vor– und frühgeschichtlicher Fundstellen, der Auswertung historischer Karten und siedlungsgeschichtlicher Quellen (SCHELLMANN 1988: Kap. 2.4.) und nicht zuletzt durch eine Anzahl von Datierungen zahlreicher Holzfunde vor, die von Priv. Doz. B. Becker (Universität Stuttgart– Hohenheim; dendrochronologische Alter = vor/nach Chr.) und Prof. Dr. M. A. Geyh (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover; 14C–Alter = BP) dankenswerter Weise durchgeführt wurden. Vergleiche mit anderen Flußgebieten beruhen auf entsprechend zitierter, veröffentlichter Literatur.

Tab. 3: Labormethoden

Korngrößenanalyse der Schotter:	Naßsiebung mit quadratischen Rundlochsieben in 7 Fraktionen
Korngrößenanalysen der Sande:	Naßsiebverfahren, mit Laborsiebmaschine Retac 3D und Prüfsieben von 220 mm Durchmesser in 7 Fraktionen
Korngößenanalysen des Pelits:	Pipettmethode nach KÖHN & KÖTTGEN mit Hilfe eines Sedimentationsautomaten
Karbonatgehalt:	gasvolumetrisch nach SCHEIBLER (beschr. u.a. in: MÜLLER 1964; HÄDRICH 1970; KÖHLER 1973)
Kohlenstoffgehalt:	kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat (nach RIEHM & ULRICH 1954)
dith. Eisen:	titrimetrisch in Anlehnung an COFFIN (1963)
Gesamteisen:	titrimetrisch nach HÄDRICH (1970), modif. Aufschlußverfahren mit Hilfe konz. NaOH– und KOH–Plätzchen im Verhältnis 1 : 1
Gesamtphosphorgehalt:	kolorimetrisch nach Perchlorsäureaufschluß (70 %) in Anlehnung an SCHLICHTING & BLUME (1966: 101)

2. Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar unterhalb von Landshut

Zur morphologisch-geologischen Abgrenzung der jungquartären Terrassenflächen wurden unter Berücksichtigung der Aufschlußverhältnisse zwei großräumige Talquerschnittkartierungen durchgeführt:

a) oberhalb von Dingolfing (Abb. 5) im Raum Niederaichbach – Loiching (TK 1 : 25000 Bl. 7339 Ergoldsbach, Bl 7340 Dingolfing West)
b) unterhalb von Dingolfing (Abb. 6) im Raum Gottfriedingerschwaige – Goben (TK 1 : 25000 Bl. 7341 Dingolfing Ost).

Da in diesem Engtalbereich die älteren jungpleistozänen Terrassen durch die nachfolgende spätglaziale Erosion der NT3 fast völlig ausgeräumt sind, wurden an die Talquerschnittkartierungen anbindend zwei weitere Tallängsschnittkartierungen angesetzt (Abb. 2 u. 3). Als Leitterrasse diente die durchgehend erhaltene NT3. Von den Talquerschnittskartierungen ausgehend konnte so der externe nördliche Talraum

a) talaufwärts (Abb. 2) bis an die GK 1 : 25000 Bl. 7439 Landshut Ost von HOFMANN (1973) und
b) talabwärts (Abb. 3) bis unterhalb von Wallersdorf kartiermäßig erfaßt werden.

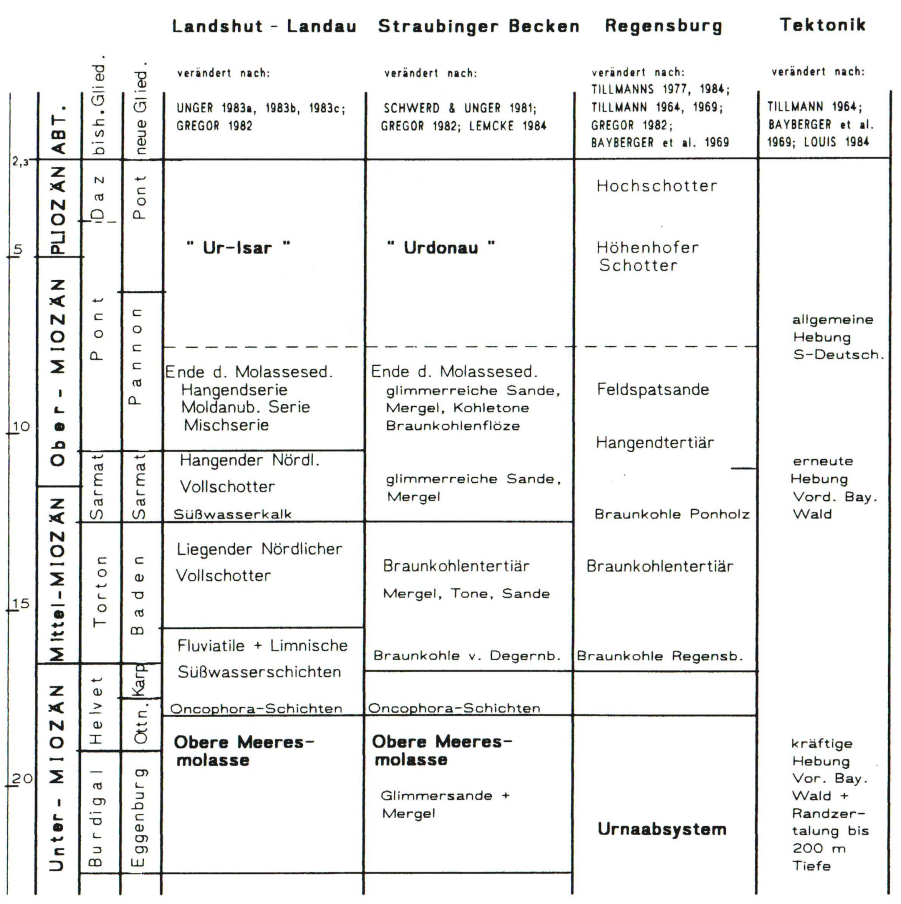
Unterhalb von Wallersdorf ist die NT1 und die ÜT bis zum Isarmündungsbereich auf der nördlichen Talseite durchgängig erhalten und kann im Raum Mainkofen – Natternberg mit den entsprechenden Terrassen der Donau verknüpft werden (Kap. 4). Die Lage der bearbeiteten Aufschlüsse sowie der in den Kartierabschnitten nachgewiesenen und flußgeschichtlich bedeutsamen vor- und frühgeschichtlichen Bodendenkmäler sind in den geologischen Karten aufgenommen (Abb. 5 u. 6).

2.1. Geologischer Rahmen

Das Liegende wie auch die Umrahmung der quartären fluviatilen Sedimentkörper bilden grob- und feinklastische Lockersedimente der **Oberen Süßwassermolasse**. Sie wurden im Zeitraum Ottnang/Karpat bis mittleres Pannon (Tab. 4) von einem axialen, Ost – West gerichteten Entwässerungssystem aus den stärker aufsteigenden Ostalpen, im oberen Miozän in Verzahnung mit Schüttungen aus dem Bayerischen Wald (moldanubische Serie) im synsedimentär weiter einsinkenden Molassebecken sedimentiert (vgl. LEMCKE 1984: 383ff.). Im Wechsel von fluviatilen Schüttungsphasen und terrestrisch limnischen Ruhephasen lagerten sich im Landshut – Landauer Raum die in Tab. 4 dargestellten grob- bzw. feinklastischen Sedimentserien ab (nach: HOFMANN 1973; WEINIG 1972; UNGER 1983a). Im Landshuter Raum wird die quartäre Talsohle von den grobklastischen Sedimenten des "Liegenden Nördlichen Vollschotters" unterlagert. Mit der Abdachung der Talsohle zur Isarmündung bilden in etwa ab Niederaichbach die "fluviatilen Süßwasserschichten" und unterhalb von Wörth zunehmend die "limnischen Süßwasserschichten" die Basis des Talquartärs. Bei Landau verzahnen sich nach UNGER (1983a: 39) die Süßwasserschichten mit dem Braunkohlentertiär. Es bildet unterhalb von Niederpöring sowohl das Liegende des Talquartärs der Isar, wie auch in weiten Bereichen das Liegende des Donauquartärs von Regensburg bis in den Raum Osterhofen (Kap. 3.1. und 4.1.). Die Talhänge bauen – von einzelnen meist kleinräumig erhaltenen altpleistozänen Terrassenschottern abgesehen (s.u.) – vor allem die mächtigen Schotterpakete des "Liegenden" und "Hangenden Nördlichen Vollschotters" auf. Unterhalb von Dingolfing keilen im tieferen Talhangbereich "fluviatile" und "limnische Süßwasserschichten" aus. Sofern nicht künstliche oder natürliche Aufschlüsse bestehen, verbergen z.T. mehrere Meter mächtige Löß- und Solifluktionsdecken den Aufbau der Talhänge.

Sedimentkörper der **alt-** bis **ältestpleistozänen Talgeschichte** der Isar sind im Engtalbereich unterhalb von Landshut fast vollständig durch die nachfolgenden eiszeitlichen Schmelzwässer ausgeräumt worden. Überreste der altpleistozänen Flußgeschichte stellen hochgelegene, schmale Terrassenverebnungen am südlichen Talrand unterhalb von Dingolfing dar, z.B. bei Mamming in ca. 20 m Höhe ü. NT3. Bei Usterling liegt ihre Basis nach BATSCHE (1957: 301) wenig über 10 m ü. NT3. Erst unterhalb von Großköllnbach/Landau erstrecken sich teilweise weitflächiger erhaltene, hochgelegene alt- bis ältestpleistozäne Terrassenfluren der Isar, die sich zum Engtalausgang hin mit den entsprechenden Schüttungen der Donau verzahnen (UNGER 1983a; LEGER 1965; HOMILIUS et al. 1983).

Tab. 4: Übersicht zur tertiären Landschaftsgeschichte im Raum Landshut – Regensburg – Pleinting



Tab. 5: Übersicht zur quartären Talgeschichte von Isar und Donau im Raum Landshut – Regensburg – Pleinting

		ISARTAL unterhalb von Landshut	DONAUTAL Im Raum Regensburg — Hofkirchen			
		Terrassen	Terrassen	[1] Niveau u./ü. NT3	Basis m ü./u. MW	Basis m ü./u. NT3
Jungpleistozän Würm Holoz.	Talgrundterrassen	Holozän: H1- bis H7-Terrasse	Holozän: H1- bis H7-Terrasse	0/-2,5	-6/-14	-10/-18 *
		NT3	NT3	0	-2/-5	-6,5/-9,5 *
		NT2	NT2	1	2/0,5	-2/-4 *
		NT1	NT1	2,5/2	3/1	-2/-3 *
Mittel-	tiefere Tal-hangterrassen	ÜT	ÜT	3/1	+1/-1	-4/-6 *
		Hochterrassen (ungegliedert)	HT1	4,5	-2/-5	-6,5/-9,5 *
			HT2	6	+1/-1	-4/-6 *
			HT3	10	9/6,0	+5/+2 *
Altpleistozän	höhere Tal-hangterrassen		Hartinger Schichten	4	5/3	+1/-1 *
		Jüngere D.Sch. (25m-Niveau)	Jüngere D.Sch. (25m-Niveau) ?	19/15	12/4	+7/0
		Ältere D.Sch. (40m-Niveau)	Ältere D.Sch. (40m-Niveau)	20/18	12/8	+8/+4
Pliozän / Ältestpleistozän	Hochschotter		Ziegelei Strobel (Regensb. Intergl.) #	30 m ü. NT d. Regens		+7 m ü. NT d. Regens
			Älteste D.Sch. (Vollschotterspekt.) (45/55m-Niveau)	Basis: 20/30 m ü. Donau		
		70m-Niveau	Hochschotter (Restschotterspekt.) (55/110m ü. Tal)	Basis: ≥45 m ü. Tal		
		90m-Niveau	Höhenhofer Schotter			

[1] fluviatiles Aufschüttungsniveau unter/über NT3-Niveau

* Terrassenbasis

Ziegelei Strobel: Oberkante der Auensedimente, ca. 365 m ü. NN. Basis bei ca. 342 m ü. NN. Innerhalb d. Auensedimente d. Jaramillo-Event (BRUNNACKER 1964; 1982; ders. et al. 1976).

2.2. Die tieferen Talhangterrassen

Tiefere Talhangterrassen sind zum einen im Raum Landshut, zum anderen unterhalb des Isarengtales ab Großköllnbach bis zum Isarmündungsbereich bei Plattling erhalten (Abb. 2 u. 3). Die tieferen Talhangterrassenflächen südlich von Moos (Abb. 29) gehören bereits dem Donausystem an.

Im Schutze der Pfettrach erstreckt sich nördlich von Landshut in ca. 10 – 13 m Höhe ü. NT3 eine 1 – 2 km breite, lößbedeckte, schwach wellige **Hochterrassenfläche**, die bereits PENCK (1909: 73) aufgrund ihrer morphologischen Höhenlage als solche einstuft. Ihre talwärtige Begrenzung kennzeichnen die auf bzw. vor ihrer Terrassenstirn liegenden Ortschaften Altdorf – Ergolding – Altheim – Essenbach und Unterwattenbach. Zahlreiche an der Terrassenstirn austretende Quellen weisen daraufhin, daß ihre Basis ungefähr im Talbodenniveau ausstreicht. Ihre morphologische Höhenlage, ihre 1 bis 3 m mächtige Lößbedeckung (nach HOFMANN 1973: 64) sowie ihre Überprägung durch kleinere, dellenartige Trockentälchen geben dieser Terrasse ein rißkaltzeitliches Mindestalter.

Im Bereich Altheim – Unterwattenbach ist der Hochterrassenfläche eine über 5 m tiefere, ebenfalls lößbedeckte, schmale Terrassenfläche (ca. 5 – 6 m ü. NT3) vorgelagert. Von den Talgrundterrassen hebt sich diese mit einer markanten Terrassenstufe – bei Essenbach von 3 – 4 m Höhe – heraus und nimmt so eine morphologische Übergangsstellung ein zwischen den Hochterrassen einerseits und den Talgrundterrassen andererseits. Sie wird daher im Rahmen dieser Arbeit als "**Übergangsterrasse**" bezeichnet (Kap. 1.3.). Bezüglich ihrer Altersstellung vermutet WEINIG (1972: 8) ein hochwürmzeitliches Alter als "eigentliche Niederterrasse", während HOFMANN (1973: 74) aufgrund ihrer über 1,5 m mächtigen Sandlößbedeckung ein rißzeitliches Alter in Erwägung zieht, sie aber wegen ihrer morphologischen Lage letztendlich zu den Niederterrassen "obere Niederterrasse" stellt. Die Übergangsterrasse läßt sich morphologisch bis unterhalb Unterwattenbach verfolgen, wo sie gegen den tertiären Talhang von einem mächtigen Talrandschwemmkegel überdeckt ausspitzt (Abb. 2).
Isarabwärts tritt sie wieder bei Haunersdorf als schmale lößbedeckte Terrassenleiste (ca. 5 m ü. NT3) zwischen der durchschnittlich 3 m höheren Hochterrasse und der ebenso 3 m tieferen Hauptniederterrasse (NT1) in Erscheinung (Abb. 3).

Bis unterhalb von Plattling verbreitert sich ihre Terrassenfläche auf ca. 1 km und verzahnt sich im Raum Mainkofen – Singerhof mit einer gleichalten Schüttung der Donau (Abb. 29). Deutet sich bereits in ihrem morphologischen Erscheinungsbild – Lößbedeckung mit aufgesetzten Dünen (z.B. bei Haunersdorf und beim Singerhof) – ein höheres Alter als hochwürmzeitlich an, so findet dies seine Bestätigung in den in Abb. 4 zusammengefaßten Deckschichtenprofilen, die an der südwestlichen Aufschlußwand der Kiesgrube Natternberg–Süd im August 1986 aufgenommen wurde (ausführlich in: SCHELLMANN 1988: 38f.).

Zur lößstratigraphischen Einordnung dieser Profile bietet sich eine Parallelisierung mit den verschiedenen Würmlößrhythmen (I bis V) an, wie sie im Regensburger Raum auftreten (Kap. 3.2.2.). Das hangende, jüngste Lößpaket oberhalb der Frostspaltendiskordanz entspricht aufgrund seiner Lage in den Profilen und nicht zuletzt wegen seiner beiden sehr schwachen initialen Bodenbildungen der hochwürmzeitlichen Lößsedimentation. Im Regensburger Raum finden sich diese sehr schwachen initialen Bodenbildungen 2 und 3 im Rhythmus V, der die hochwürmzeitliche Lößsedimentation repräsentiert. Einen weiteren guten stratigraphischen Leithorizont bildet der kräftige, kryoklastisch verlehmte, aber stark kalkhaltige Naßboden (G). Im Regensburger Raum treten zwei ebenso kräftige Naßböden auf:

- ein entkalkter Naßboden unmittelbar auf einer sehr kräftigen, ehemals entkalkten, braunen Bodenbildung als Abschluß des Rhythmus III und
- ein kalkhaltiger Naßboden als Abschluß des Rhythmus II.

Das zwischen Naßboden und Frostspaltenhorizont zwischengeschaltete Lößpaket mit umgelagertem, rötlichbraunem Bodenmaterial an der Basis und nachfolgender Go-streifiger Lößfließerde zeigt alle Merkmale, wie sie für den tieferen Teil des Rhythmus IV kennzeichnend sind. Die parautochthone, rötlichbraune Bodenbildung an der Deckschichtenbasis könnte zeitlich in etwa den rötlichbraunen Braunerden des Rhythmus Ib entsprechen.

Diese Deckschichtenablagerungen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit schon im frühen Mittelwürm (Rhythmus II) evtl. im ausgehenden Frühwürm (Rhythmus Ib) einsetzen, geben ein Mindestalter für die fluviatile Ausbildung der Übergangsterrasse von Isar und Donau. Da ihr Schotterfaziestyp – V–

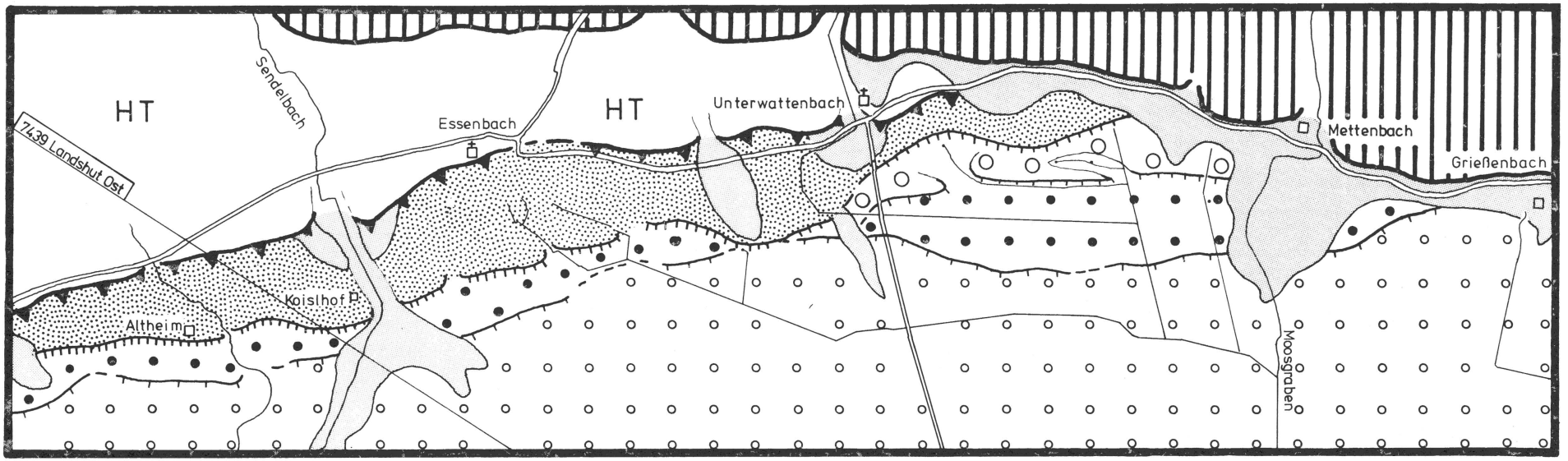


Abb. 2: Die morphologische Verbreitung der Übergangsterrasse, der NT1 und der NT2 im unteren Isartal im Raum Altheim – Mettenbach

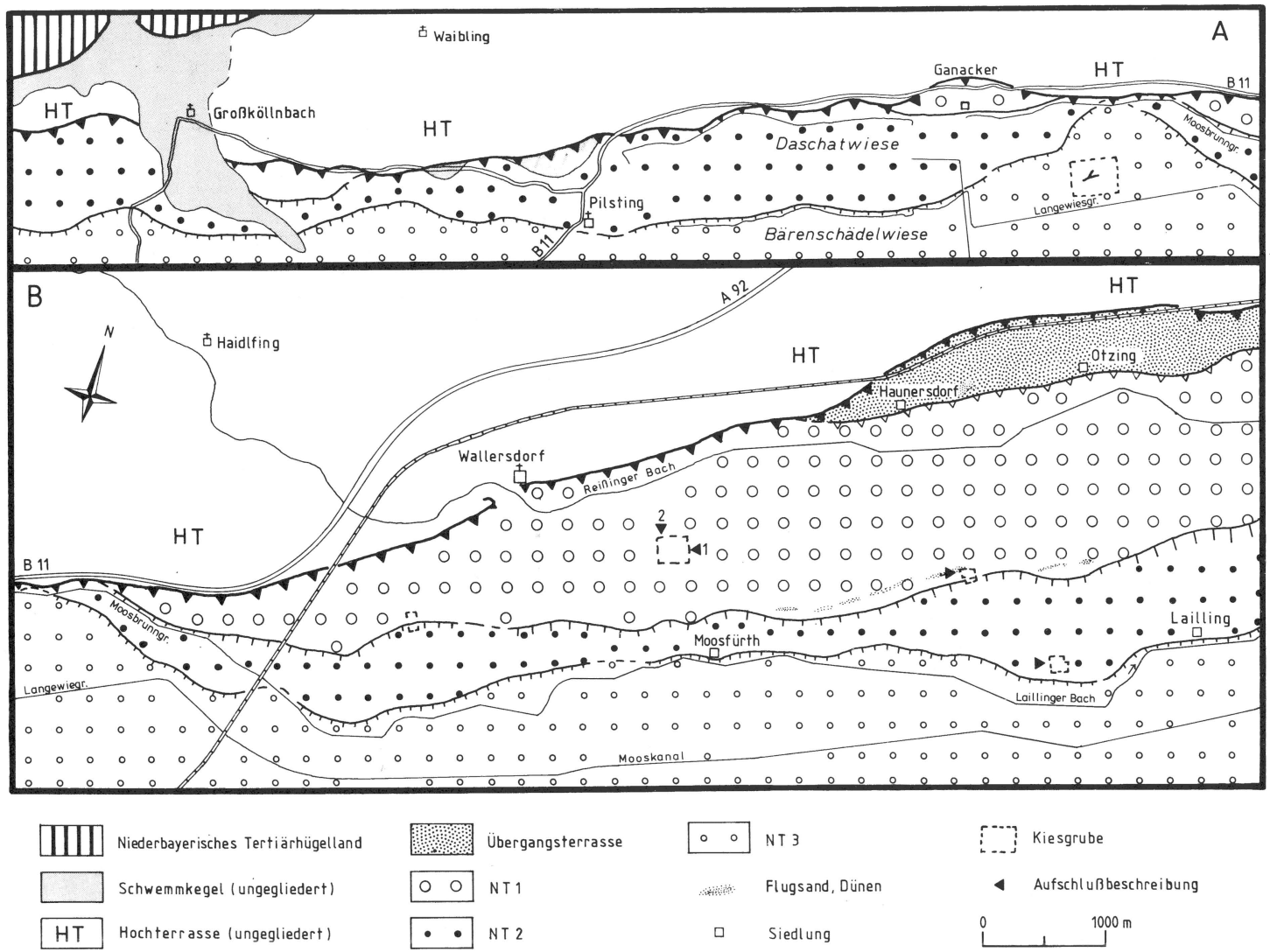


Abb. 3:Die morphologische Verbreitung der Übergangsterrasse, der NT1 und NT2 im unteren Isartal im Raum Großköllnbach – Lailling

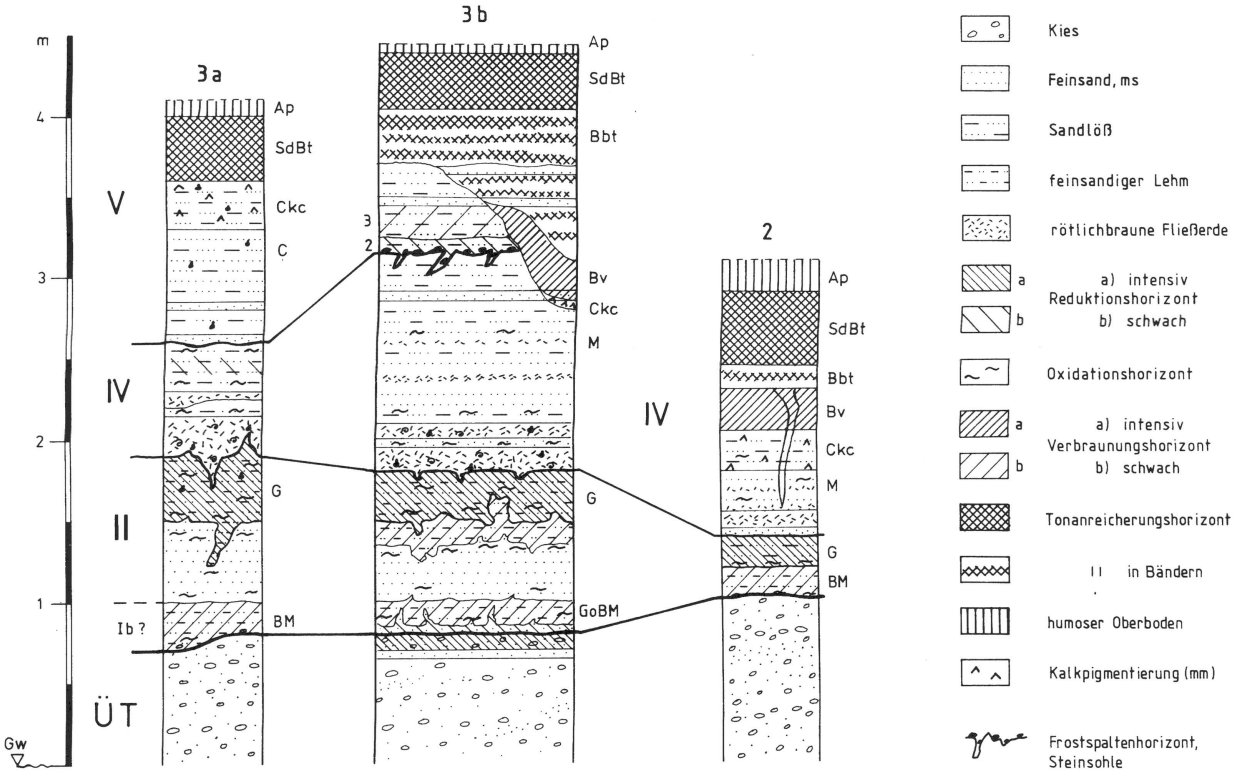


Abb. 4: Würmlößdeckschichten und ihre stratigraphische Gliederung auf der Übergangsterrasse im Raum Natternberg–Singerhof

Schotter – wie auch ihre morphologische Erstreckung im Tal für eine Aufschotterung dieser Terrasse unter kaltzeitlichen Klimabedingungen sprechen, ist wohl eher ein vorletztkaltzeitliches Alter (Riß) anzunehmen. Ein würmzeitliches, spätglaziales Alter – wie UNGER (1983) annimmt – ist jedoch nachweisbar auszuschließen. WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) nehmen eine rißzeitliche Erosionsterrasse an.

2.3. Die Talgrundterrassen – ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung

Der Talgrund des Isartales baut sich morphologisch aus drei großen Terrasseneinheiten auf:

a) den hochwasserfreien Niederterrassen mit in der Regel abschließenden Klimaxbodenentwicklungen (Parabraunerden). Durch eine ausgeprägte morphologische Stufe werden sie in zwei unterschiedlich hohe und verschieden alte Terrassenflächen gegliedert:
   - die ca. 2 – 2,5 m ü. NT3 sich erhebende NT1 und
   - die ca. 1 m ü. NT3 hohe NT2.

b) den höheren Auenterrassen – H1– bis H3–Terrassen – mit der im Auenniveau liegenden NT3, deren zentrale Terrassenbereiche – wie das Fehlen junger Hochflutsedimente zeigt – in historischer Zeit und vor den Regulierungsmaßnahmen der Isar seit der Mitte des 19. Jh. im wesentlichen hochwasserfrei sind. Aufgrund des ehemals hochliegenden, schwankenden Talgrundwasserspiegels finden sich auf ihnen auch heute noch lediglich schwach terrestrisch geprägte Auenböden.

c) den tieferen Auenterrassen – H4– bis H7–Terrassen –, deren höchstgelegene Terrassenbereiche noch bis zur jüngsten Isarregulierung durch Staustufen und Hochwasserschutzdämme von extremen Hochwasserfluten erreicht wurden.

Diese drei großen morphologischen Einheiten folgen oberhalb von Niederpöring dem bis dort am südlichen Talrand angelegten Isarlauf in annähernd flußparalleler Anordnung und bewirken eine Süd–

Nord-orientierte landschaftliche Zonierung des Isartales (Abb. 5 u. 6).

Die **tieferen Auenterrassen** begleiten die Isar in ca. 1 – 2 km Breite. Ihre frische Morphologie mit zahlreichen, gut erhaltenen Aurinnen und in ihren jüngeren Bereichen z.T. erhaltenen Altwasserarmen, ihre schwach entwickelten Auenböden auf meist mächtigeren Hochflutsedimenten, ihre teilweise von Auwaldvegetation bedeckten Terrassenflächen, ihre zahlreichen Flurnamen mit Silben wie -au, -lohe, -gries, -kreut (reut = gerodete, vom Wald befreite; POLLINGER 1904: 100f.), -forst (= Auwald), -neuschütt, -neukreut sowie das Fehlen älterer Ortsgründungen (SCHELLMANN 1988: Tab. 4) geben Hinweise auf die junge flußgeschichtliche Anlage dieser Zone.

Nach Norden schließen sich die einen ca. 2 – 3 km breiten Talraum einnehmenden **höheren Auenterrassen** an. Oberhalb Dingolfing heben sich ihre Terrassenflächen um gut einen Meter über die tieferen Auenterrassen heraus, während unterhalb Mamming die Morphologie zunehmend verflacht. Dort verringert sich deren Höhenabstand bis unterhalb von Landau auf wenige Dezimeterbeträge, die im Höhenlinienbild der TK 1 : 25000 nicht mehr ablesbar sind. Die höheren Auenterrassen gliedern sich morphologisch wie auch geologisch in zwei verschiedene Bereiche:

a) den schmalen, durch zahlreiche Mäanderbögen gekennzeichneten Bereich der holozänen Terrassenbildungen – H1- bis H3-Terrassen – mit ihrer internen Wölbung und dem externen Absinken der Terrassenoberflächen.
b) den großflächigen, flußferneren Bereich der fast ebenen, wenig reliefierten spätglazialen NT3. Sie wird weitflächig von ausgedehnten Niedermoorgebieten (Unterköllnbacher Moos, Dornwanger Moos, Lengthaler Moos, Königsauer Moos) überdeckt.

Da der Talgrund im Kastentalbereich zwischen Landshut und Großköllnbach fast ausschließlich aus den beiden großen Auenterrasseneinheiten aufgebaut ist, bildet der trockenere Grenzbereich zwischen den Niedermoorgebieten und den überschwemmungsgefährdeten, tieferen Auenterrassen die natürlich bedingte kulturlandschaftliche Leitachse des Isartales, der schon die Römerstraße folgte (Verlauf in: CHRISTLEIN 1977). Flurnamen mit Silben wie -anger, -wiesen, -feld, -högel, -höhen kennzeichnen sie als orographisch höhere Wiesen- und Felderzone. Die älteren und größeren Siedlungen wie Gaden (1225), Duniwang (röm.), Ohu (822), Ahrain (1261), Wörth (13. Jh.), Sossau (1378) folgen ihr. Erst seit dem Spätmittelalter greift die Besiedlung stärker auf die tieferen Auenterrassen über. Einzelhöfe und Mühlen folgten teilweise den jüngsten Anlandungen der Isar. So wurde z.B. der Kuchler Hof, südwestlich Lichtensee, Anfang des 19. Jh. – vor der Isarkorrektion – auf einem wenige Jahrzehnte zuvor abgelagerten Sedimentkörper der H7-Terrasse angesiedelt. Bereits Mitte des 19. Jh. mußte er dann durch Uferschutzbauten vor der erneut herandrängenden Isar geschützt werden (nach: StAA Landshut: Rep. 180/116, Rep. 180/157; Denkmalpflegeamt Landshut: Flurkarte 1 : 5000, XXIV/26 – Uraufnahme).

Ausgedehnte **Niederterrassenfluren** der Isar erstrecken sich oberhalb und unterhalb von Plattling. Mit 1 – 2,5 m Höhe ü. NT3 bilden sie nach CZAJKA & KLINK (1967) eine eigene naturräumliche Einheit und überragen als "Plattlinger Randterrasse" das Auenniveau der Isar. Oberhalb von Wallersdorf, wo die höhere NT1 fast völlig ausgeräumt worden ist, bilden die erhaltenen Restflächen der NT2 eine schmale, nördliche Talrandleiste, der häufig größere Talrandschwemmkegel aufgesetzt sind. Aufgrund ihrer geringen orographischen Erhebung (ca. 1 m ü. NT3), die durch den Aufwuchs der vorgelagerten Niedermoore noch weiter verringert wird, stellt sie im Talboden keinen Bereich mit eigener landschaftlicher Prägung dar.

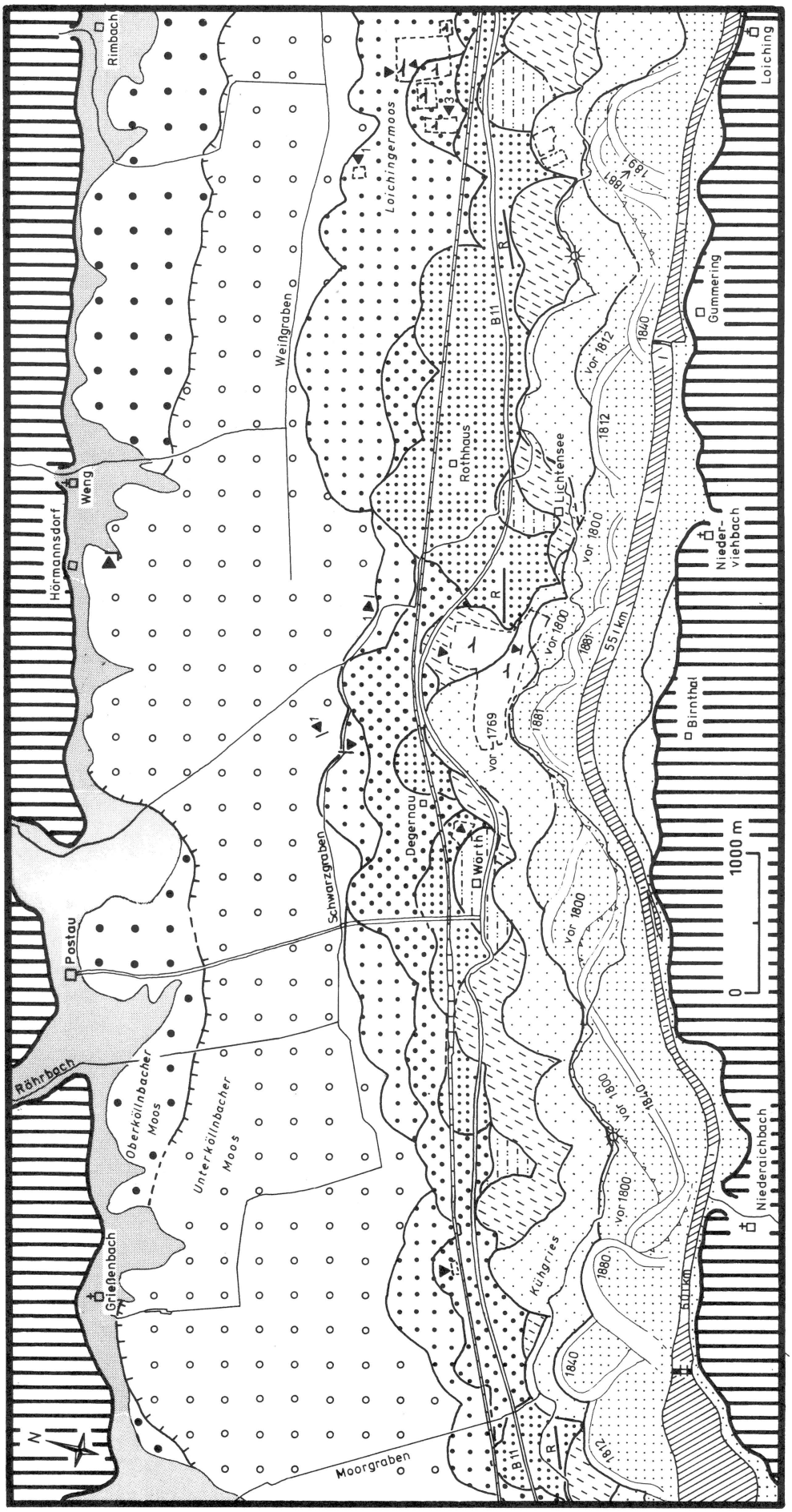


Abb. 5: Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Niederaichbach und Loiching

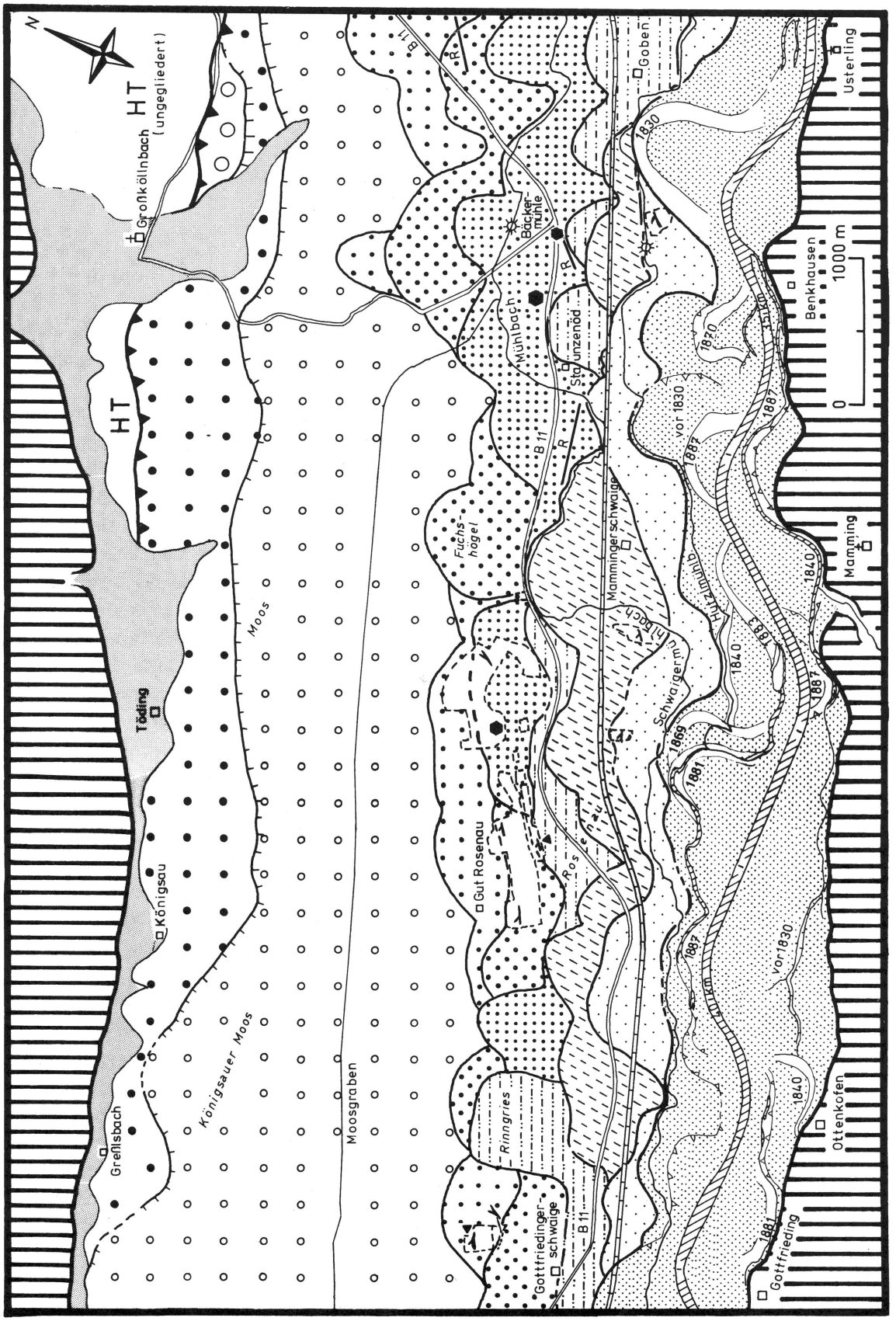
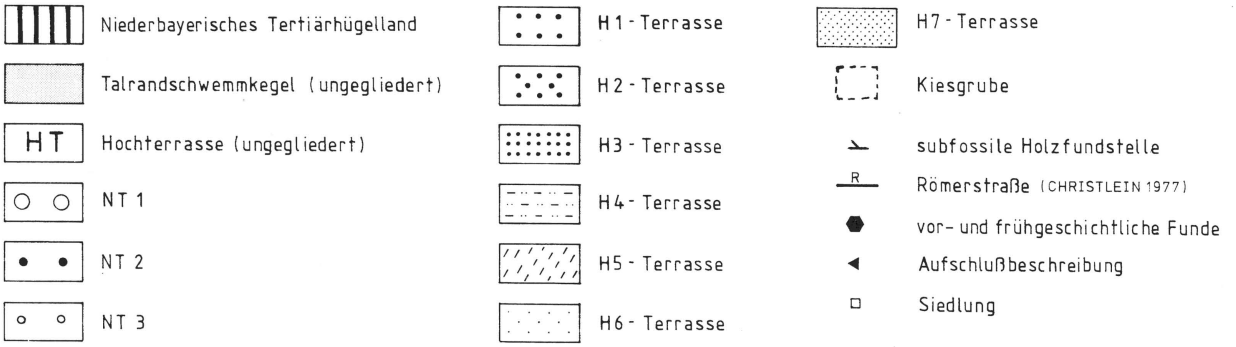


Abb. 6: Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Gottfriedingerschwaige und Goben



Legende zu den Abb. 5 und Abb. 6

2.3.1. Der Niederterrassenbereich außerhalb der Aue

Die Niederterrassen der Isar im morphologischem Sinne umfassen zwei morphologisch und geologisch eigenständige, würmzeitliche Terrassenbildungen. Ihre morphologisch höhere und stratigraphisch ältere wird im folgenden als NT1 (ca. 2 – 2.5 m ü. NT3) oder Hauptniederterrasse und die nächstjüngere als NT2 (ca. 1 m ü. NT3) bezeichnet.

2.3.1.1. NT 1

Die NT1 ist im Isarengtalbereich von den nachfolgenden spätglazialen Schmelzwässern fast vollständig ausgeräumt worden. Kleine, schmale Terrassenreste sind am nördlichen Talrand, meist am Ausgang von einmündenden Seitentälern und überdeckt von mächtigen Talrandschwemmkegeln erhalten. Zwischen Unterwattenbach und Mettenbach (Abb. 2) bildet sie eine bis 350 m breite, langgestreckte, lößfreie Terrassenleiste. Aufgepflügtes rötlichbraunes, kiesiges Bodenmaterial weist als Bodenbildung auf eine rötlichbraune Parabraunerde. Aufschlüsse existieren in diesem Bereich nicht. Ihre flache Randsenke zur lößbedeckten Übergangsterrasse wird in weiten Bereichen durch Schwemmkegelbildungen überdeckt. Nur teilweise ist sie deutlich als schwach vermoorte Niederung mit anschließender markanter, über 2 m hoher Geländestufe zur Übergangsterrasse erhalten. Die Rinnsale zweier Quellen, die im Randsenkenbereich der NT1 austreten, zerschneiden sie als überdurchschnittlich breite, flachmuldige Dellentälchen. Diese münden auf die NT2 aus. Im Schutze einmündender Nebenbäche und ihrer spätglazialen Schwemmkegel ist die Hauptniederterrasse kleinflächig u.a. bei Rimbach und Großköllnbach erhalten.

Erst außerhalb des Isarengtales setzt sie unterhalb von Ganacker unvermittelt als weit vorspringende und unterhalb von Wallersdorf bis zu 1,5 km breite, ebene Terrassenfläche ein (Abb. 3). Sie erstreckt sich bis unterhalb von Plattling, wo sie sich mit der NT1 der Donau verzahnt (Kap. 4.3.). Ihren externen Rand bildet bis Haunersdorf die bis 6 m höhere, lößbedeckte Hochterrasse und unterhalb von Haunersdorf die um 3 m höhere, ebenfalls lößbedeckte Übergangsterrasse. Die flußwärtige Begrenzung stellt im Raum Wallersdorf die vorgelagerte, ca. 1 m tiefere Fläche der NT2 dar. Westlich von Wallersdorf bildet ein fast 2 m hoher Stufenabfall mit vorgelagerter anmooriger Randsenke eine markante morphologische Grenze. Unterhalb von Wallersdorf ist die NT1–Terrassenstirn stärker abgeflacht. In diesem Raum begleiten ihre Terrassenstirn Flugsanddecken und trotz Beackerung morphologisch schwach ausgeprägte, kleinere Dünen mit einer Erhebung bis zu einem Meter über Flur.

Innerhalb und außerhalb der Dünenareale findet sich als heutige Oberflächenbodenbildung eine rötlichbraune (rubefizierte) Parabraunerde. Mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit des Bt–Horizontes von 60 cm, wie sie im Profil Wallersdorf Ost (Tab. 6) in typischer Ausprägung aufgenommen wurde, stellt sie die kennzeichnende und maximale Bodenentwicklung auf der NT1 dar (weitere Bodenprofile in SCHELLMANN 1988: Tab. 6, Tab. 7). Der Verlauf der Karbonat–, Kohlenstoff–, Eisen– und Tongehalte (Tab. 6) entspricht der feldbodenkundlichen Profilansprache und spiegelt die lessivierende Dynamik der Parabraunerdebildung wider. Erhöhte

Tab. 6: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Isar"

Ort: Wallersdorf Ost, Profil 1
TK 1 : 25000 : 7242 Wallersdorf **R** 455665 **H** 540018
Aufnahmedatum: 20.4.85
Geländeposition : zentraler NT 1-Terrassenbereich
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	20	Av 275	10	Schluff, fs, l,fki/mki-führend ',h, dbr,
		Av 276	20	entkalkt *
AlAh	40	Av 277	40	Schluff, fs' , l, hgrbr, entkalkt
Bt	60	Av 278	50	Schluff, fs, l, ockerfarben, entkalkt
		Av 279	60	
IIBt	100	Av 280	80	Mittelkies, gki ',fs, u, ausgeprägte Ton-
		Av 281	100	beläge, drotbr, entkalkt *
Cv	125	Av 282	125	Mittelkies, gki', ms, karbonat. Gerölle mürbe, k
C	> 240	Av 283	155	karbonatgeröllführender NT1-Schotter-körper

Grundwasserspiegel bei 2,4 m unter Flur

* frei von Karbonatgeröllen

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C(%)	Fe_t(%)	Fe_d(%)	Fe_d / Fe_t(%)
Av 275	0,0	1,15	2,8	0,56	19,8
Av 276	0,0	1,27	2,8	0,51	18,1
Av 277	0,0	0,63	2,7	0,43	16,0
Av 278	0,0	0,39	3,0	0,92	31,0
Av 279	0,0	0,36	3,2	0,92	28,9
Av 280	0,0	0,44	3,3	0,75	22,8
Av 281	1,5	0,29	2,1	0,36	17,0
Av 282	9,9	0,06	0,9	0,15	16,1
Av 283	14,3	0,02	1,1	0,17	15,5

Pr.-Nr.	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	Gewichtsprozente
Av 275	1.1	5.8	8.1	25.3	20.8	9.9	29.0	
Av 276	1.3	6.2	8.4	31.1	16.9	11.8	24.2	
Av 277	2.2	6.6	7.9	32.4	18.4	8.6	23.9	
Av 278	1.8	6.1	6.8	29.5	18.7	10.4	26.7	
Av 279	1.7	5.8	6.8	29.8	17.5	8.7	29.6	
Av 280	12.3	28.9	12.9	6.9	5.6	2.3	30.4	
Av 281	7.7	44.4	17.7	4.2	2.0	3.7	20.3	
Av 282	11.6	61.4	18.7	2.3	3.1	0.2	2.1	

C-, Fe(d) - und Tongehalte in der Probe Av 281 markieren die derzeitige Untergrenze der Pedogenese, wobei noch geringe Restkarbonatgehalte vorhanden sind. Die hier dem Schotterkörper aufliegende 60 cm mächtige Deckschicht zeigt in ihrem hohen Mittel- bis Grobschluffgehalt eine äolische Komponente an, die zeitlich der Flugsandanwehung im Stirnbereich der NT1 entsprechen dürfte. In einigen Muldenpositionen mit stärkerem Wasserzug - als Sammel- und Versickerungszone des Niederschlagwassers - greift die Bodenbildung als Bänderparabraunerde bei stärkerer Humuseinwaschung bis 190 cm tief in den Schotterkörper (SCHELLMANN 1988: Tab. 7). Als dunkler, humoser Streifen zeichnet diese Bodenbildungsvariante die schwach ausgeprägten, muldenförmigen Dellenbereiche der NT1 nach.

Obwohl im Schotterkörper Kaltklimaindikatoren bisher nicht gefunden wurden, belegen die weitflächige Erstreckung der NT1 im Talgrund wie auch ihr V-Schotterfaziestyp eine kaltzeitliche Aufschotterung. Als älteste Terrasse im Talgrund, die frei von einer größeren Lößbedeckung ist, aber noch eine Zeit kräftiger äolischer Sedimentablagerung (Flugsande, Dünen) erlebt hat, dürfte sie daher der klassischen Hauptniederterrasse, die im jungendmoränennahen Bereich mit dem Würmhauptvorstoß verzahnt ist, entsprechen.

2.3.1.2. NT 2

Als schmale, bis ca. 750 m breite, im Engtalbereich manchmal auch vollständig ausgeräumte Talrandleiste begleitet die NT2 den nördlichen Isartalboden. Sie entspricht im Raum Landshut Ost HOFMANNs (1972) mittlerer Niederterrassenstufe. An seiner Kartierung ansetzend wurde sie bis unterhalb von Rimbach weiterverfolgt (Abb. 2 u. 5). Der morphologische Anschluß zur höheren NT1 besteht in diesem Raum östlich von Unterwattenbach, sowie bei Rimbach (Abb. 5).

An der Einmündung von Seitentälern wird ihre Terrassenfläche von mächtigen Talrandschwemmkegeln überlagert, die als flach auslaufende Zungen große Terrassenbereiche mit einer unterschiedlich mächtigen, schwach kiesführenden Schwemmlößschicht überdecken. Teilweise greifen sie als langgestreckte Zungen auch auf die vorgelagerte NT3 über und verwischen so den zwischen beiden Terrassen ausgebildeten Stufenrand von 0,5 - 1,5 m Höhe. Der vom Tertiärtalhang zum Isartal ziehende kräftige Grundwasserstrom (Nördlicher Vollschotter als Grundwasserleiter, Süßwasserschichten als Grundwassersohlschicht) tritt im Bereich ihrer Randsenke aus und hat dort zur Ausbildung von Niedermooren geführt wie z.B. im "Oberköllnbacher Moos". Nach Handbohrungen treten als Bodenbildungen in morphologisch höheren Terrassenbereichen bei geringer Schwemmlößüberdeckung dunkelbraune Auenpararendzinen, auf ihrem Terrassenschotter Auenbraunerden und verbraunte Auenrendzinen auf. In Muldenpositionen finden sich in größerer Verbreitung pechschwarze Anmoore - "Pechanmoore".

Als Folge des starken Grundwasserzutrittes aus der tertiären Talumrahmung und dem damit verbundenen hochliegendem Talgrundwasserspiegel sind dort gering entwickelte semiterrestrische Bodenbildungen verbreitet, während außerhalb des Engtalbereiches im Raum Wallersdorf rötlichbraune Parabraunerden mit einer durchschnittlichen Tiefenlage des Bt-Horizontes bei 50 - 60 cm unter Flur die weit verbreitete Maximalbodenentwicklung darstellen. Ein typisches Profil dieser Bodenbildung konnte in einer aufgelassenen Kiesgrube westlich von Lailling aufgenommen (Tab. 7) und beprobt werden. Der relativ hohe Karbonatgehalt von 5 % an der Basis des Bt-Horizontes kann als sekundäre Aufkalkung durch den ehemals hochstehenden Grundwasserspiegel (Go-Horizont in 70 cm unter Flur, dagegen heutiger Grundwasserspiegel bei 160 cm unter Flur) angesehen werden. Die makroskopische Horizontansprache mit der Ausbildung deutlicher Tonbeläge wie auch die Kohlenstoff-, Eisen- und Tongehalte spiegeln den Tonanreicherungshorizont wider. Der Kalkausscheidungshorizont (Ckc-Horizont) folgt der schwankenden Untergrenze des Bt-Horizontes und ist somit weitgehend pedogenetischen Ursprunges. Der Go-Horizont findet sich in den Eisengehalten in Form niedriger Fe(t)-, aber hoher Fe(d)-Gehalte wider. Wie die ca. 15 m lange, quer zur Fließrichtung angelegte und bis zum Grundwasserspiegel freigeschürfte Kiesgrubenwand zeigte, ist die NT2 von einem vertikal aufschotternden Fluß aufgebaut worden.

Tab. 7: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT2 der Isar"

Ort: Laillling West, Profil 1
TK 1 : 25000 : 7242 Wallersdorf **R** 455974 **H** 540038
Aufnahmedatum: 01.04.86
Geländeposition : zentraler NT 2-Terrassenbereich
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung : ca. 20 cm des Ap-Horizontes sind abgeschoben

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Av 459	20-30	L, u, fs', h, vereinzelt Gki/Fki, dbr entkalkt *
II Bt	45	Av 457	45	Feinkies, mki, Gki-führend, ausgeprägte Tonbeläge, rotbr, entkalkt, *
Bt	60	Av 456	60	s.o., schwach kalkhaltig, *
Ckc	70	Av 455	70	Mittelsand, fs, fki, mm-starke Kalkpigmente z.T als horizontale Bänder, k
Go	90	Av 454	90	Mittelkies, fki, ms, Go-gebändert, k
C	> 160	Av 453	110	horizontalgeschichteter karbonatgeröllführender Schotterkörper der NT 2

Grundwasserspiegel bei 1.6 m unter Flur

* frei von Karbonatgeröllen

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe_t (%)	Fe_d (%)	Fe_d / Fe_t (%)
Av 459	0,0	1,59	2,5	0,61	24,9
Av 457	0,0	0,69	3,8	1,00	26,2
Av 456	5,0	0,60	3,1	0,88	28,0
Av 455	49,7	0,19	1,4	0,35	24,6
Av 454	26,6	0,06	1,3	0,39	30,0
Av 453	28,4	-	0,9	0,11	12,8

Pr.-Nr.	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	Gewichtsprozente
Av 459	0.9	8.1	19.9	19.7	20.9	8.9	21.5	
Av 457	19.0	14.7	8.5	9.1	5.3	4.7	38.7	
Av 456	9.9	27.7	18.0	6.4	5.3	2.8	29.8	
Av 455	4.8	8.4	19.6	26.8	20.9	1.9	17.7	
Av 454	2.4	35.5	50.7	7.8	1.8	1.5	0.4	

Die stratigraphische Stellung der NT2 ist im Raum Wallersdorf abgesichert:

a) durch ihre Umrahmung von der ca. 1 – 1,5 m höheren NT1 im Norden und der ca. 1 m tieferen NT3 im Süden.
b) wurde sie durchgehend bis in den Engtalbereich oberhalb von Töding auskartiert, wo sie durch semiterrestrische Bodenbildungen, auflagernde Talrandschwemmkegel und Randsenkenvermoorungen gekennzeichnet ist. Dort entspricht sie bodenkundlich und morphologisch der beschriebenen NT2 im Raum unterhalb von Landshut.

Aufgrund ihrer morphologischen Lage im Talgrund ist die NT2 in einen Zeitraum nach Ausbildung der hochwürmzeitlichen NT1, aber vor Ausbildung der ebenfalls spätglazialen NT3 zu stellen. Die auftretenden Bodenbildungen geben keine Anhaltspunkte für eine genauere Alterseinstufung. Sowohl die NT1 wie auch die NT2 tragen als Maximalbodenbildungen eine rötlichbraune Parabraunerde; deren Bodenmächtigkeit ist zum einen abhängig von der Höhenlage des Grundwasserspiegels, zum anderen von der jeweiligen standortgebundenen Reliefposition. Ebenso beschreibt BRUNNACKER (1957: 61f.) vom Münchener Raum, wie die rötlichbraunen Schotterlehme der hoch- und spätglazialen Terrassenstufen mit steigendem Grundwasserspiegel zu den Niedermoorgebieten hin verschwinden und in ein moornahes Rendzinastadium übergehen. An Stelle eines Bt-Horizontes tritt nach BRUNNACKER (1957: 62) eine Schotterzersatzzone, die er als typisch spätglaziale Bodenentwicklung anspricht. Auf die Ausbildung und zeitliche Aussagekraft derartiger Schotterzersatzzonen wird im folgenden eingegangen werden (Kap. 2.3.2.1.).

2.3.2. Die höheren Auenterrassen

Geologisch betrachtet, beinhalten die höheren Auenterrassen eine jüngste, spätglaziale Niederterrasse – NT3 – und drei holozäne Terrassenstufen – H1– bis H3–Terrasse. Sie umfassen einen Bildungszeitraum vom ausgehenden Spätglazial bis zum Beginn des Subatlantikums. In ihrer Höhenlage im Talgrund unterscheiden sie sich nur durch Dezimeterbeträge, wobei die NT3 und die H1 am höchsten liegen und die H3 am niedrigsten. Häufig sind sie auch höhengleich, insbesondere wenn eine jüngere Terrasse unmittelbar an den reliktisch erhaltenen, externen Bereich einer älteren Terrassenstufe grenzt. Große Unterschiede bestehen in der morphologischen Ausprägung und der räumlichen Verbreitung der NT3 und der ihr vorgelagerten altholozänen Terrassenflächen (Abb. 5 u. 6). So nimmt die NT3 in etwa eine gleiche bis doppelt so große Talgrundfläche ein wie die drei altholozänen Terrassen zusammen. Während die NT3 morphologisch durch eine fast ebene, lediglich von einzelnen Hochwasserrinnen durchzogene Terrassenfläche mit weit geschwungenem, bogenförmigem Externrand gekennzeichnet wird, präsentieren sich die holozänen Terrassen in Form zahlreicher, enger Mäanderbögen, mit einer von der Nahtrinne zur Terrassenstirn aufsteigenden Oberfläche. Hinzu tritt bei ihnen der kleinräumige Wechsel unterschiedlich alter Terrassenstufen.

Vom Innenbau zeigen alle holozänen Terrassen eine großbogige Schrägschichtung – L–Terrassentyp –, wohingegen die NT3 (wie einzelne vorhandene Aufschlüsse wenn auch bei hochstehendem Grundwasserspiegel anzeigen) vertikal aufgewachsen sein dürfte. Gemeinsames Kennzeichen aller altholozänen höheren Auenterrassen ist, daß innerhalb ihrer zentralen Terrassenbereiche größere Auensedimentmächtigkeiten (>30 cm) weitgehend fehlen und daher ihr fluviatiler Schotterkörper auch die Terrassenoberfläche bildet. Hierdurch unterscheiden sie sich weiter von den jüngeren Holozänterrassen und auch der älteren NT3. Letztere überdecken weitflächig verbreitet, vergleyte und im allgemeinen eingliedrige Auensedimente. In den morphologischen Tiefenzonen – den Aurinnen – treten hingegen auf allen höheren Auenterrassen zum Teil mehrgliedrige, feinklastische Rinnenfüllungen mit begrabenen fossilen Bodenbildungen auf. Im räumlichen Übereinander sind in diesen Positionen zum Teil unterschiedliche Bodenbildungsphasen erhalten, die Aussagen zu den ökologischen Bedingungen der Aue während ihrer Entstehung ermöglichen. Weiter geben sie Hinweise auf die Altersstellung der unterlagernden Terrassenkörper. Die orographisch höheren Terrassenbereiche des Altholozäns unterliegen dagegen seit ihrer Ausbildung einer von der Sedimentzulieferung weitgehend unabhängigen Bodenentwicklung. Sie bildet anhand ihrer unterschiedlichen Intensität einen relativen Zeitmaßstab zur Alterseinstufung der Terrassen.

2.3.2.1. NT 3

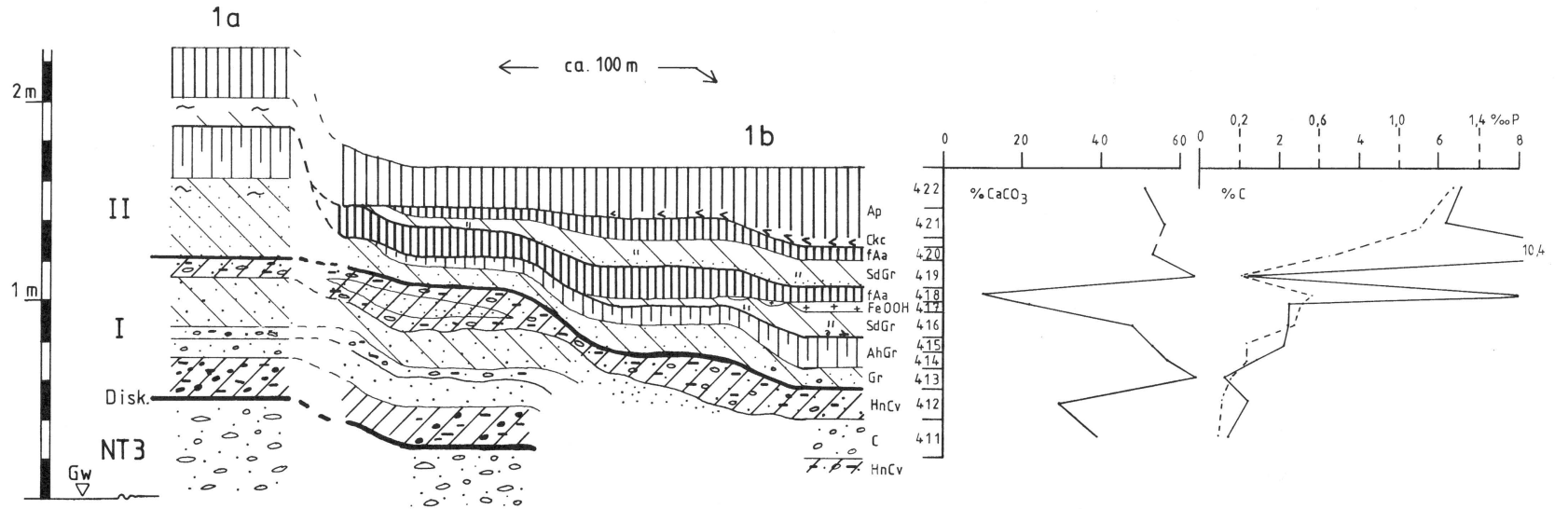
Die NT3 entspricht weitgehend HOFMANNs (1973) "Altstadt-Stufe" auf Blatt Landshut Ost. WEINIGs (1972) "Altstadt-Stufe" umfaßt im Engtalbereich die NT2, die NT3 und große Bereiche der H1-Terrasse. Unterhalb von Töding grenzt er die NT2 dagegen als "Niederterrasse ?" ab. Bei UNGER (1983a) zählen alle höheren Auenterrassen bereits zum nicht weiter gegliederten "Jüngerem Holozän". Die NT1 und die NT2 bilden bei ihm zusammen das "Ältere Holozän", das in der Legende zur Geol. Karte jedoch mit dem in Klammern gesetzten Zusatz "z.T. jüngstes Pleistozän" versehen ist.

Die NT3 nimmt im Isartalgrund in etwa ab Talmitte den nördlichen Talraum bis zur NT2 - Talrandleiste, selten bis zum tertiären Talhang ein. Als fast ebene, von einzelnen Hochwasserrinnen durchzogene Terrassenfläche erstreckt sie sich durchgängig von Landshut bis unterhalb von Lailling. Weiter talabwärts wurde sie von den nach Norden ausgreifenden, jungholozänen Flußlaufverlagerungen der Isar ausgeräumt. Ihr großbogig geschwungener Externrand wird im Engtalbereich infolge des starken Grundwasserzutrittes aus dem "Tertiären Hügelland" von großflächigen, flachgründigen Niedermooren (sog. "Moose") begleitet, die in ihrer Mächtigkeit nach Süden zur Terrassenstirn hin allmählich ausdünnen. Im externen Randsenkenbereich können nach WEINIG (1972: 22) größere Torfmächtigkeiten von 2 bis 4 m auftreten, wobei diese talabwärts auf durchschnittlich 1,5 m Mächtigkeit abnehmen. Der intensive Mooraufwuchs im Randsenkenbereich der NT3 bewirkt eine Verringerung der morphologischen Stufenhöhe zur NT2 auf unter 1 m, häufig nur auf etwas über 0,5 m. Außerhalb des Engtalbereiches mit der Beschränkung der Niedermoorverbreitung auf lokale, kleinräumige Rinnenbereiche beträgt dagegen die Terrassenstufenhöhe zur NT2 durchschnittlich 1 - 1,5 m Höhe.

Während der externe Rand der älteren würmzeitlichen Terrassen im Engtalbereich häufig von mächtigeren, spätglazialen Talrandschwemmkegeln überlagert wird, greifen auf die NT3 fast ausschließlich geringmächtige, langgestreckte Spülzungen oder kleine Talrandschwemmkegel über. Da diese Schwemmsedimente "subboreale (?)" Pechanmoore überdecken und selbst nur gering entwickelte Braunerden tragen (SCHELLMANN 1988: 57ff.), ist ihre Ablagerung höchstwahrscheinlich in historische Zeit zu stellen. Vermutlich wurde die Aktivierung des Bodenabtrages in den Seitentälern durch deren frühmittelalterliche Besiedlung mit ihrer flächenhaften Rodungstätigkeit ausgelöst. Die Niedermoormächtigkeit nimmt zur Terrassenstirn hin ab und beschränkt sich auf die morphologisch meist schwach ausgeprägten Tiefenlinien einzelner Aurinnen, die die NT3 queren oder sie insbesondere im Stirnbereich parallel oder bogenförmig begleiten. Schon im Übergangsbereich der Vermoorung treten zunehmend pechschwarze Anmoore "Pechanmoore" als Oberflächenboden in Erscheinung. Infolge der mit der Flußkorrektion der Isar verbundenen Grundwasserabsenkungen und der nachfolgenden, z.T. großflächigen ackerbaulichen Nutzung der Terrasse sind sie bis in Pflugtiefe häufig zu schwarzbraunen, humusreichen Auenpararendzina auf vergleyten Auenmergeln umgewandelt. Unterhalb des Ap-Horizontes ist jedoch meistens noch ein schmaler, durchschnittlich 5 - 10 cm mächtiger, pechschwarzer Humushorizont erhalten. Dieser wird von einem durchschnittlich 30 - 60 cm mächtigen, vergleyten, blaugrauen oder gelbgrauen Auenmergel unterlagert. An dessen Basis ist an der Schotteroberkante im allgemeinen ein durchschnittlich 20 cm mächtiger Schotteranwitterungshorizont (Cv-Horizont) ausgebildet. In ihm sind die Karbonatgerölle meist völlig durchverwittert und mürbe, oder sie besitzen eine kräftige kreidige Oberfläche. Kalksandsteine und Mergelsteine zerbröseln schon bei geringem Fingerdruck und kristalline Gerölle zerfallen in eckige Gesteinsbruchstücke.

Hinweise zur Altersstellung und zu den Entstehungsbedingungen dieser für die NT3 typischen Boden- und Deckschichtenabfolge von Schotteranwitterungshorizont, vergleyter Auenmergel, Pechanmoor und/oder schwarzbraune, humusreiche Auenpararendzinen ergeben sich aus den folgenden **Aufschlußbeobachtungen**.
Bei Erdbewegungen zum Bau einer Autobahnüberführung nördlich von **Degernau** wurde auf der **NT3** eine morphologisch schwach ausgebildete Aurinne geschnitten (Abb. 7). Die Rinnenfüllung zeigte zwei Auensedimentationsrhythmen (I, II) mit mehreren Bodenbildungsphasen und unterschiedlichen Bodenbildungen. Sie wurden von einem grobsandigen, blockführenden (< 8 cm ϕ) Grobschotter der NT3 unterlagert. Rhythmus I (Profil 1a) beinhaltet die Ausbildung der Aurinne und ihre Verfüllung mit sandigen, fein- bis mittelkiesigen Aurinnensedimenten. Über einem 20 cm mächtigen

Abb. 7: Bodenprofil "Aurinnenfüllung auf der NT 3 der Isar"



Av 422	Ap	Lehm, u, fs`, h, dbr, k	
Av 421	Ap	Lehm, u, fs`, h, Almlinsen, dbr, k	
Av 420	fAa	Lehm, t`,h, schw, k	Pechanmoor II
Av 419	SdGr	Lehm, t`,pseudovergleyt`, gr, k	
Av 418	fAa	Lehm, t`, h, schw, k`	Pechanmoor I
Av 417		Eisenocker	
Av 416	SdGr	Lehm, u, fs`,an der Basis Mollusken, Ästchen, pseudovergleyt, gbgr, k	
Av 415	AhGr	Lehm, t`, h`, dgr, k	
Av 414		Lehm, t`, h``, gr, k	
Av 413	Gr	Feinsand, L`, gr, k	
Av 412	HnCv	Mittelkies, fki, fs, Wurzelfilzumkleidung der Schotter, Kalke mürbe, dgr, k	Schotteranwitterungs-horizont I
Av 411	C	Mittelkies, fki, ms, hgr, k	

Ort: Autobahnüberführung nördl. Degernau
TK 1 : 25000: 7340 Dingolfing West R 452602/452566 H 438572/538582
Aufnahmedatum: 21./ 22.03.86
Geländeposition: morphologisch schwach ausgeprägte Aurinne
Nutzung: Ackerland

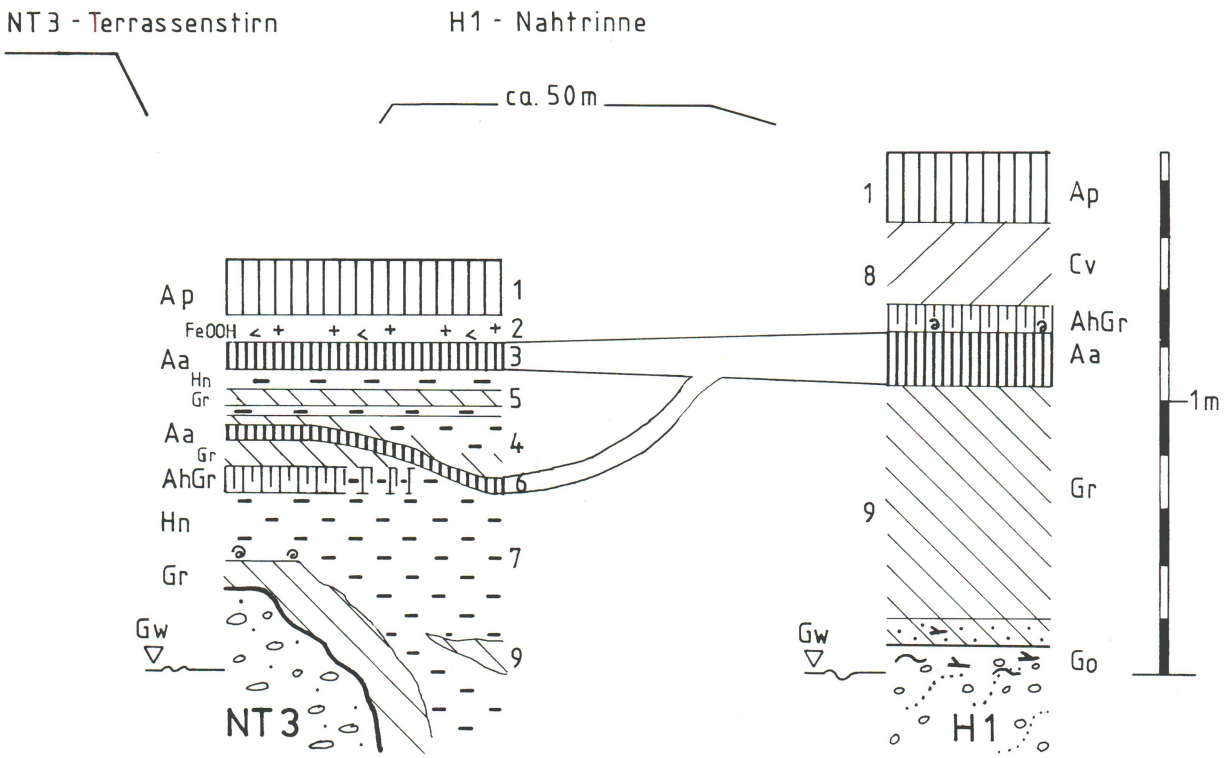
Skelettschotter folgt eine Wechsellagerung von vergleyten Fs/Ms- und mittelsandigen Fki/Mki-Lagen, wobei zum Rinnentiefsten die Kieskomponente vorherrscht. Interessant sind die beiden Schotteranwitterungshorizonte an der Basis und am Top der Aurinnenfazies I. Sie zeigen eine ähnliche Konsistenz, wie jener Schotteranwitterungshorizont, der in morphologisch höheren Positionen der NT3 unter einer geringmächtigen Auenmergeldecke ausgebildet ist. Die Karbonatschotter sind kreidig angewittert, kleinere meist völlig mürbe. Kalksandsteine zerfallen bei leichtem Druck und Gneise sind entlang ihrer Gefügeflächen gespalten. In beiden Horizonten werden die Kiese von einem kräftigen Wurzelfilz einer ehemaligen Seggen- und Schilfvegetation dicht umkleidet. Die beiden Schotteranwitterungshorizonte zeigen somit zwei Ruhephasen der Rinnensedimentation an. Während dieser Zeit bewirkten die im Wurzelbereich einer dichten Seggen- und Schilfvegetation austretenden organischen Säuren eine intensive Schotteranwitterung und leichte Entkalkung des Feinbodens (10% $CaCO_3$ Abnahme vom C- zum HnCv-Horizont). Rhythmus II umfaßt die Verlandung der Aurinne mit feinklastischen Auensedimenten, die zum Hangenden durch zwei Bodenbildungsphasen unterbrochen wird. An der Basis liegt ein vergleyter, grauer, schluffig-feinsandiger Auenmergel, der von einem lehmigen Auenmergel abgeschlossen wird. Auf ihm hat sich ein kräftiger Naßgley gebildet. Eine erneute Sedimentationsphase führte zur weiteren Verfüllung der Rinne mit einem gelbbraunen, schneckenführenden, lehmigen Auenmergel. Er schließt mit einem Pechanmoor ab. Diskordant von einer cm-starken Fs-Lage geschnitten, erfolgte eine erneute Schüttung lehmig-toniger Auenmergel. Auf diesem bildete sich ein weiteres Pechanmoor. Beide Pechanmoore unterscheiden sich in ihren Kohlenstoff- und Karbonatgehalten, wobei der Humusabbau wie auch die starke Entkalkung des liegenden Pechanmoores eine längere terrestrische Überprägung anzeigt. Die Phosphorgehalte sind bei beiden Anmooren um ein dreifaches höher als beim Naßgley und kennzeichnen ein ehemals intensiveres Bodenleben. Die in Abb. 7 dargestellte Bodenabfolge ist nur in tieferen Rinnenpositionen ausgebildet. Zum Rinnenrand steigen die Bodenbildungen auf und streichen im heutigen Oberflächenniveau aus. Deshalb tritt dort in der Regel die Abfolge auf: 25 – 35 cm mächtige, schwarzbraune, humusreiche Auenpararendzina mit liegendem Pechanmoorsaum als Oberflächenbodenbildung, die von einem 30 – 60 cm mächtigen, vergleyten Auenmergel mit liegendem Schotteranwitterungshorizont unterlagert wird.

Eine stratigraphische Einstufung dieser Bodenbildungsphasen sowie ihrer liegenden Rinnensedimente ergibt sich durch deren Verhalten im **Nahtrinnenbereich** zwischen der **NT3** und den nächstjüngeren **holozänen Terrassen**. Unmittelbar südwestlich des oben beschriebenen Aufschlusses ist der NT3 die H1-Terrasse vorgelagert (Abb. 5). In ihrem externen Nahtrinnenbereich konnte das in Abb. 8 dargestellte Übergreifen der feinklastischen, z.T. vermoorten Nahtrinnenfüllung der H1-Terrasse auf die NT3 beobachtet werden. Der NT3-Schotterkörper wird diskordant von einem vergleyten, hellgrauen Auenmergel gekappt. Er taucht in die Nahtrinne unter den Grundwasserspiegel ab und wird zum Hangenden hin überlagert von (Abb. 8):

a) einem Niedermoor mit linsenförmig eingeschalteten, vergleyten Hochflutsedimenten (9)
b) einer Auenmergelschüttung mit einem Naßgley (AhGr) an der Basis und abschließendem Pechanmoor I (6)
c) einer erneuten Auenmergelschüttung, die in Niedermoortorf übergeht und auf dem sich ein weiteres Pechanmoor II (3) ausbildete
d) einer abschließenden, geringmächtigen Rinnensedimentation mit einem 30 cm mächtigen, braungelben, feinsandigen Lehm. Er ist durchsetzt von Eisenocker- und Almausfällungen. Die heutige Oberflächenbodenbildung ist eine dunkelbraune, stark humose Auenpararendzina.

Beide Pechanmoore konnten bis in den zentralen, infolge der Aufschlußverhältnisse nicht zugänglichen Bereich, als pechschwarze Horizonte weiterverfolgt werden. Daher können beide erst nach Ausbildung der H1-Terrasse und ihrer über 90 cm mächtigen Nahtrinnenvermoorung entstanden sein. Im Nahtrinnenbereich selbst trennt sie zudem ein Niedermoorwachstum von rd. 40 cm Mächtigkeit (zum Vergleich SCHELLMANN 1988, Tab. 8: Aufschlußprofil im Randsenkenbereich der NT3 bei Hörmannsdorf mit 55 cm Niedermoortorf). Damit liegt sicherlich ein längerer zeitlicher Hiatus zwischen beiden Bodenbildungsphasen.

Nahtrinnenprofile aus der nächstjüngeren holozänen **H2-Terrasse** nordöstlich von **Degernau** und nordwestlich vom **Bhf Loiching** (Bodenprofil in SCHELLMANN 1988: Tab. 10) zeigen dagegen lediglich eine Pechanmoorbodenbildung. Dies wird auch durch die beim Kartieren häufig wiederholte



1	humusreiche Auenpararendzina	Lehm, fs, h, dbr, k
2	Eisenocker u. Almlinsen	
3	Pechanmoor II	Lehm, t', h, schw, k
4	Niedermoor	Torf, dbr, k
5	vergleytes Hochflutsed.	Lehm,fs, hgr, k
6	Pechanmoor I	Lehm, t', h zum Rinnentiefsten torfig, schw, k
7	Niedermoor	Torf, dbr, k
8	verbrauntes' Hochflutsed.	Lehm, u, fs', hgbbr, k
9	vergleytes Hochflutsed.	Lehm, u, hgr, k

Abb. 8: Nahtrinnenfüllung der H1–Terrasse der Isar nördlich von Degernau (Abb. 5)

Beobachtung bestätigt, daß auf der NT3 und der H1–Terrasse Pechanmoore bzw. in höheren stärker terrestrisch geprägten Bereichen Auenschwarzerden weitflächig verbreitet sind. Zudem finden sich Pechanmoore in tieferen Rinnenpositionen auf der H2–Terrasse häufig in Pflugtiefe. Bei allen jüngeren Terrassen wurde dagegen weder bei ihrer Kartierung noch bei den Aufschlußbearbeitungen – auch von Rinnenpositionen – eine Pechanmoor/Auenschwarzerdebildung angetroffen. Daher kann der Zeitraum, innerhalb dessen beide Bodentypen gebildet wurden, auf älter als die römerzeitliche (s.u.) H4–Terrasse und jünger als die präboreale/boreale (s.u.) H1–Terrasse eingeengt werden.

Diese terrassenstratigraphische Alterseinstufung wird durch die absolute Datierung einer Aurinnenfüllung mit abschließender Auenschwarzerde auf der **NT3** nordwestlich vom **Rothaus** (Abb. 5) bestätigt. (Beschreibung in SCHELLMANN 1988: 65). Die 14C–Datierung von Ästchen und kleinen Wurzeln aus dem basalen Naßgley der Aurinnenfüllung ergab ein Alter von 8205 ± 100 BP (Hv 14145). Damit zeigt sich ein Zusammenhang zwischen intensiver Hochfluttätigkeit mit Aurinnenbildung und Auensedimentablagerung auf der NT3 und der Ausbildung der präborealen/borealen H1–Terrasse (s.u.). Zudem bestätigt diese Altersdatierung auch die relativstratigraphische Einstufung der Auenschwarzerde/Pechanmoor–Sequenz von jünger als Präboreal/Boreal.

Aus den Deckschichten und Bodenbildungen auf der NT3 ergeben sich folgende, talgeschichtlich bedeutsame Rückschlüsse:

1. Die Aufschotterung der NT3 ist älter als das Holozän, da sie bereits von Hochwasserrinnen der präborealen/borealen H1-Terrasse (s.u.) zerschnitten wird. Jünger als die nach-hochwürmzeitliche NT2 ist sie daher ins ausgehende Spätglazial zu stellen. Die 14C-Datierung mehrerer, als Lesefunde aus ihrem Schotterkörper bei Ganacker geborgener Hölzer von Pinus, Betula und Salix läßt eine weitere zeitliche Fixierung erwarten. Derzeit liegt ein erstes 14C-Alter von 9620 ± 90 BP vor. Das datierte Holz stammt aus dem hangenden NT3-Kies und wurde ausgebaggert. Daher ist nicht auszuschließen, daß es nicht vom NT3-Flußbett abgelagert wurde, sondern - aufgrund des zu jungen Alters - eher aus einer kiesigen Aurinnenfüllung stammt. Hierzu muß die Datierung weiterer Hölzer u.a. auch aus dem basalen NT3-Schotterkörper abgewartet werden. Aus dem gleichen Kiesgrubenareal fanden sich an der dem Miozän aufliegenden NT3-Basis mehrere Humusschollen. Die Bestimmung des Pollenspektrums einer Humusscholle (freundl. mündl. Mitt. von Frau Dr. U. Schirmer) zeigte eine qualitative Gehölzzusammensetzung von vorwiegend Pinus und Betula, aber auch Corylus und Alnus. In ihrer stratigraphischen Stellung dürfte die NT3 der klassischen "Altstadtstufe" am loc. typ. der "Münchener Altstadt"entsprechen, wie sie von MÜNICHSDORFER (1922: 130) beschrieben wurde. Die "Altstadtstufe" loc. typ. ist nach SCHUMACHER (1981: 53, 56ff., 188) jünger als das Auslaufen des spätglazialen Wolfratshausener Sees, der nach pollenanalytischen Untersuchungen von OLLI-VESALAINEN, WISSERT & FRENZEL (1983: 115) bereits im Bölling sehr flach und im Alleröd verschwunden war. Als jeweilige jüngste Terrassenbildungen der Isar im ausgehenden Spätglazial ist daher eine zeitliche Korrelation von NT3 und "Altstadtstufe loc. typ." anzunehmen und ihre Ausbildung in den Zeitraum Bölling bis Ende Jüngere Tundrenzeit zu stellen. Eine sichere Korrelierung mit BRUNNACKERs "Altstadtstufe" im Raum Freising - Ismaning ist nicht möglich, da BRUNNACKER (1959a: 81, Abb. 1; 1959b: 17; 1964: 69; dagegen eine einzige "Altstadtstufe" 1959a: Tab. 2) zum Teil eine Zweiteilung seiner "Altstadtstufe" in eine "innere" und "äußere Altstadtstufe" sieht (Tab. 1). Zudem stellt er eine weitere Stufe "Echinger Lohe-" (1959: 17) bzw. "Garching-Stufe"(1964: 69) - wenn auch mutmaßlich - ebenfalls noch ins ausgehende Spätglazial. Wie BRUNNACKER (1964: 69) jedoch selbst ausführt, könnte die "Garchinger-" bzw. "Echinger Lohe-Stufe" auch bereits dem Anfang des Postglazials angehören und die "innere Altstadtstufe" das ausgehende Spätglazial repräsentieren. BRUNNACKERs letzterer Einstufungsmöglichkeit entspricht den eigenen Befunden von der Ausbildung lediglich zweier spätglazialer Niederterrassen, so daß eine eventuelle Korrelierung der NT2 mit seiner "äußeren" und der NT3 mit seiner "inneren Altstadtstufe" anzunehmen ist (mit u.a. dieser Fragestellung befaßt sich derzeit L. FELDMANN in seiner an der Abt. Geologie der Universität Düsseldorf durchgeführten Dissertation).

2. Die Ausbildung ihres Schotteranwitterungshorizontes kann auf die weitflächige Verbreitung einer Schilf- und Seggenvegetation zurückgeführt werden. Als Folge ihres dichten, die Einzelschotter umflechtenden Wurzelfilzes bewirkten austretende organische Säuren eine schwache Entkalkung und intensive Schotteranwitterung im Durchwurzelungsbereich von ca. 20 cm Tiefe. Zeitlich ist dieser Vorgang durchaus syngenetisch vorstellbar, bei einer Ablagerung des NT3-Schotterkörpers in einem von zahlreichen, flachgründigen Wasserläufen durchzogenen Talboden mit intensiver Seggen- und Schilfvegetation. Derartige ökologische Bedingungen herrschten auf der NT3 im Isartal nachgewiesenermaßen in Aurinnenpositionen noch im Präboreal/Boreal, sind aber flußmorphologisch gesehen auch synsedimentär im Bereich von bereits inaktiven Flußinseln anzunehmen. BRUNNACKERs (1959a: 82; 1959b: 22) Ausführungen, daß der auf der "Altstadtstufe (ohne weitere Untergliederung)" weitflächig verbreitete Schotteranwitterungshorizont einen Leitboden dieser Stufe darstellt und als klimatisch bedingte Verwitterungsbildung des jüngeren Spätglazials anzusehen ist, kann nicht gefolgt werden. Derartige Schotteranwitterungshorizonte finden sich nicht allein auf dem NT3-Schotterkörper, sondern auch innerhalb überlagernder, kiesiger präboreal/borealer Aurinnensedimente. Daneben sind sie aber auch an der Schotteroberkante der altholozänen H1- und H2-Terrasse (s.u.) ausgebildet. Die von BRUNNACKER (1959a: 82) angeführten pollenanalytischen Befunde SCHMEIDLs (1959: 64) im Erdinger Moos, wonach der Beginn des derartige Schotteranwitterungshorizonte überdeckenden Moorwachstums zum Teil vor dem Boreal und zumindest im ausklingenden Prä-

boreal (SCHMEIDL 1959: 64) anzusetzen ist, belegen keineswegs – wie BRUNNACKER annimmt – eine vorausgegangene längere spätglaziale Schotteranwitterung. Vielmehr entsprechen SCHMEIDLs pollenanalytische Befunde durchaus den obigen Ausführungen einer relativ kurzzeitigen Ausbildung derartiger durchschnittlich 20 cm mächtiger Verwitterungsbildungen, wie sie an der NT3-Schotteroberkante und innerhalb kiesiger präborealer/borealer Hochflutablagerungen auf der NT3 auftreten.

3. Die auf der NT3 weitflächig verbreiteten Auenmergel stellen weitgehend eine Hochflutfazies der H1-Terrasse dar.

4. Die auf weiten Flächen ausgebildete Pechanmoor/Auenschwarzerde-Sequenz entstand im Zeitraum nach Aufschotterung der präborealen/borealen H1- und vor Ausbildung der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse. Da in Rinnenpositionen auf der NT3 und auf der H1 bis zu zwei unterschiedlich alte, durch Torfwachstum oder Hochflutsedimente getrennte Pechanmoore auftreten, spiegeln sie dort zwei verschiedene Bildungszeiten wider:
   a) nach Aufschotterung der präborealen/borealen H1- und vor Aufschotterung der subborealen H3-Terrasse und
   b) nach Aufschotterung der atlantischen H2- und vor Aufschotterung der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse.

Sie deuten Ruhephasen der Hochflutsedimentation an und belegen einen zumindest jahreszeitlich tieferliegenden Talgrundwasserspiegel, wobei selbst im talrandnahen Randsenkenbereich der NT3 das dortige Niedermoorwachstum unterbrochen wurde.

2.3.2.2. H1 – Terrasse

Zum südlichen Talrand hin schließt sie sich – in weiten Bereichen erhalten (Abb. 5 u. 6) – als Reihenterrasse an die NT3 an. Durch ihre Mäanderaußenbögen, ihre zahlreichen, mit dem Sedimentanwuchs angelegten primären Aurinnenscharen und insbesondere durch ihren morphologischen Innenbau mit der zur Nahtrinne leicht einfallenden Terrassenoberfläche hebt sie sich von der fast horizontal im Tal erstreckenden NT3 deutlich ab.

Auf der beinahe vollständig ackerbaulich genutzten Terrassenfläche finden sich je nach Mächtigkeit der den Schotterkörper überlagernden Auenmergeldecke als maximale Bodenbildungen:
- bei fehlender und geringmächtiger Auenmergeldecke (< 30 cm) eine unter Grünland bzw. Wald entkalkte, geringmächtige dunkelgrauschwarze, humusreiche Auenrendzina mit kräftigem Schotteranwitterungshorizont (Tab. 8).
- bei größerer Auenmergelbedeckung (40 – 60 cm) eine braunschwarze Auenschwarzerde, die ebenfalls im Liegenden einen kräftigen Schotteranwitterungshorizont besitzt (Tab. 9).

Infolge der fast fehlenden Auenmergeldecke lagert der geringmächtige, stark humose (C-Gehalt 3,75 %), dunkelgrauschwarze Humushorizont im Profil "Loichingermoos" (Tab. 8) unmittelbar dem Schotterkörper auf und ist noch 10 cm tief in diesen eingearbeitet. Fast vollständig entkalkt, finden sich im Substrat des IIAh-Horizontes nur noch vereinzelte, sehr mürbe Karbonatgerölle. Die Verwitterungstiefe reicht ca. 95 cm tief in den Schotterkörper und ist gekennzeichnet:
1. durch intensive Lösungserscheinungen an den karbonatischen Geröllen, Sandsteinen und Gneisen. Generell nimmt die Intensität der Lösungserscheinungen vom Hangenden zum Liegenden ab, wobei im vorliegenden Profil (Tab. 8) zwei in ihrer Intensität deutlich differierende Schotteranwitterungshorizonte auftreten. Der erste – Schotteranwitterungshorizont I – reicht bis in ca. 60 cm Tiefe und ist gekennzeichnet durch eine intensive Verwitterung der karbonatischen Gerölle, der Sandsteine und Gneise. Sie zerfallen schon bei leichtem Fingerdruck oder sind teilweise nur noch als mürbe Reste erhalten. In dem im Liegenden folgenden Schotteranwitterungshorizont II besitzen die karbonatischen Gerölle eine kräftige kreidige Verwitterungskruste. Sie sind aber nur selten durchverwittert. Gneise zeigen keine makroskopisch erkennbaren Verwitterungsspuren, während die glaukonitischen Flyschsandsteine mürbe zerfallen. An den Quarzoberflächen treten in diesem Horizont sehr häufig Kalkausblühungen auf und belegen eine parallel stattfindende Kalkausfällung.
2. durch eine Ausfällung der gelösten Karbonate vorwiegend in der sandigen Matrix des Schotterkörpers. Makroskopisch zeigt sie sich in der hellgrauen Auskleidung der Schotterbetten oder – insbesondere in matrixarmen, hohlraumreichen Skelettschotterlagen – als mm-große Sinterbildungen, die meistens an

Tab. 8: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont auf der H1-Terrasse der Isar"

Ort: Loichingermoos, Profil 1
TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing West **R** 453006 **H** 538965
Aufnahmedatum : 18.1084
Geländeposition : zentraler H1-Terassenbereich
Nutzung : Wiese

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ah	15	Av 187	15	Feinsand, fki", l", h, dgrschw, entkalkt
II Ah	25	Av 186	25	Feinkies, mki, ms, l', vereinzelt mürbe Karbonatgerölle, dbr, entkalkt
Cv_1	40	Av 185	40	Feinkies, mki, fs, hbr, k *
Ccv_1	60	Av 184	60	Grobkies, mki, ms, Bl"(<8 cm ø), hgrbr, k *
Cv_2c	80	Av 183	80	s.o., hgr, k **
Cv_2c	95	Av 182	95	Mittelkies, gs, skelettschotterstreifig mit Calcitauskleidungen, hgr, k **
GoC	125	Av 181	110	Mittelkies, gs, skelettschotterstreifig, hgr, k
Go	155			Mittelsand, schwache Fe-Mn-Bänder, hgbgr, k

> 250 cm : Wechsellagerung von großbogig schräggeschichteten Fki, mki, gs - Gki, mki, gs - und Mki, gki, ms -Bändern, z.T. skelettschotterstreifig

* Schotteranwitterungshorizont I
** Schotteranwitterungshorizont II

Grundwasserspiegel bei 230 cm unter Flur

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C(%)	Fe_t(%)	Fe_d(%)	Fe_d / Fe_t(%)
Av 187	0,1	3,75	1,4	0,31	21,5
Av 186	0,1	0,88	1,2	0,22	18,2
Av 185	13,0	0,29	1,0	0,18	18,9
Av 184	21,8	0,09	0,9	0,15	17,2
Av 183	28,8	0,06	0,8	0,12	14,8
Av 182	21,1	0,07	0,8	0,1	12,8
Av 181	17,7	0,03	0,61	0,18	29,5

Tab. 9: Bodenprofil "Auenschwarzerde auf der H1-Terrasse der Isar"

Ort: Gottfriedingerschwaige, Profil 1
TK 1 : 25000 : 7341 Dingolfing Ost **R** 453932 **H** 539114
Aufnahmedatum : 18.10.84
Geländeposition : nahtrinnennahe Lage zur NT3
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	35	Av 166	15	Lehm, u, fs, t', Mki/Gki-führend", h,
		Av 167	35	schwbr, k
Ah_2	55	Av 168	45	Lehm, u, fs, t', Mki/Gki-führend", Sub-
		Av 169	55	polyedergefüge, h, dbr, k
Ah_2Ccv	80	Av 170	80	Blockschotter (< 13 cm), gki, l', gs, h, schwache Tongeläge in den Schotterbetten, hgrbr, k *
Ccv	100	Av 171	100	Grobkies, mki, gs, hbrgr, k **
GoC	115	Av 172	115	Grobkies, mki, gs, hgr, k
Go	135			Mittelkies, fs, Go - gebändert, k
	135 - >335			skelettschotterstreifiger, blockführender Grobschotter der H1 - Terrasse mit Go - Horizonten bei 175 cm, 185 cm und 275 cm unter Flur.

* Schotteranwitterungshorizont I ** Schotteranwitterungshorizont II

Grundwasserspiegel bei 335 cm unter Flur
drei subfossile Hölzer im Grundwasserspiegelniveau : Av 173, 174, 175

Av 174 ergab ein ^{14}C-Alter von 9080 ± 90 BP (Hv 13678)

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C(%)	Fe_t(%)	Fe_d(%)	Fe_d / Fe_t(%)
Av 166	23,3	3,92	3,3	1,33	40,7
Av 167	26,8	3,25	3,0	1,14	37,5
Av 168	40,0	2,19	2,6	0,83	32,2
Av 169	43,9	1,85	2,6	0,73	31,1
Av 170	47,9	1,10	1,5	0,47	30,9
Av 171	36,2	0,21	1,0	0,31	31,6
Av 172	27,9	0,04	0,8	0,22	26,2

Pr.-Nr.	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	Gewichtsprozente
Av 166	2.9	5.9	11.8	14.9	18.4	14.0	32.0	
Av 167	1.5	4.9	10.3	18.2	18.7	15.8	30.5	
Av 168	2.4	5.8	7.2	17.6	22.8	16.9	27.4	
Av 169	2.6	6.9	8.7	17.2	22.5	15.7	26.3	
Av 170	23.3	7.6	7.6	12.1	17.3	14.2	18.0	
Av 171	36.6	29.6	16.7	4.5	4.7	3.7	4.4	

der Unterseite der Gerölle auftreten. Sie spiegelt sich aber auch in den Karbonatgehalten der Matrix (< 2 mm) der einzelnen Bodenhorizonte wider (Tab. 8). Weisen die Karbonatgehalte im Oberboden und im oberen Bereich des Schotteranwitterungshorizontes I auf eine Karbonatauswaschung hin, so findet im gesamten übrigen Bereich des Schotteranwitterungshorizontes eine Zunahme des Karbonatanteils in der Matrix statt. Verwitterung der Karbonatgerölle und Karbonatausfällung überlagern sich in diesem Bereich und erhöhen wohl beide den karbonatischen Anteil in der Fraktion < 2 mm.

3. durch eine geringe Einlagerung organischer Substanz und eine geringfügige Freisetzung von dithionitlöslichen FeIII-Oxiden. Makroskopisch zeigen sie sich in einer durchgehenden schwachen, leicht bräunlichen Färbung des angewitterten Schotterkörpers gegenüber dem helleren, frischen C-Horizont. In den chemischen Bodenanalysen spiegeln sie sich in einer leichten Erhöhung der C-Gehalte und einer Zunahme des Verwitterungsquotienten (Fe(d)/Fe(t) %) wider (s. auch nachfolgende Profilbeschreibungen). Der hohe Fe(d)-Gehalt und Verwitterungsquotient im C-Horizont weist auf eine Beeinflussung durch einen ehemaligen Go-Horizont, der makroskopisch bei der Probennahme nicht zu erkennen war.

Bei größerer Auenmergelbedeckung nimmt die Humusmächtigkeit der dunkelgrauschwarzen, humusreichen Auenrendzina zu und an ihre Stelle tritt bodentypologisch eine schwarzbraune bis braunschwarze Auenschwarzerde, die dem ebenfalls stark angewitterten Karbonatschotter der H1-Terrasse aufliegt. So wird das in der Nähe der Nahtrinne zur NT3 gelegene (Abb. 6) Profil "Gottfriedingerschwaige" (Tab. 9) durch eine Auenschwarzerde auf 55 cm mächtiger, in den A-Horizont vollständig einbezogener Auenmergeldecke gekennzeichnet. Der 35 cm mächtige, schwarzbraune Ap-Horizont ist nicht nur kräftig in den unterlagernden 20 cm mächtigen Auenmergel (Ah2) eingearbeitet, sondern auch noch in die liegende, hier lokal ausgebildete, extrem hohlraumreiche Blockschotterlage. Mit dem seitlichen Substratwechsel zum sandigen, angewitterten Mki/Gki-Schotter endet die Einarbeitungszone an der Schotterkörperoberkante. Die kräftige Einarbeitungszone zeigt sich neben den überdurchschnittlich hohen Pelitgehalten in der Blockschotterlage auch in der fast kontinuierlichen Abnahme der Kohlenstoffgehalte vom hangenden Ap-Horizont über den Ah -Horizont bis in den AhCcv-Horizont. Bei der Auswertung der Karbonatgehalte ist zu beachten, daß in diesem Raum der Auenmergel im unveränderten C-Horizont über 60 % Karbonatgehalt (s. Tab. 11, 12) besitzt. Im C-Horizont des Schotterkörpers beträgt er jedoch in der Korngrößenfraktion < 2 mm lediglich ca. 28 % (Av 172, Tab. 9). Innerhalb des Bodenprofils zeigt sich trotz Beackerung eine kräftige Entkalkung im Ap-Horizont, die in abgeschwächter Form noch bis an die Schotterobergrenze reicht. Die kräftige Verwitterungsbeeinflussung dieses Horizontes zeigt sich ebenfalls in einer deutlichen Tonfreisetzung von über 25 % Tonanteil am Feinboden des Ap- und Ah-Horizontes (Av 166, 167, 168, 169; zum Vergleich s. Tab. 11: der maximale Tongehalt im unverwitterten Auenmergel erreichte dort in der Probe Av 447 11,4 %). Aussagen über eine Karbonatauswaschung oder -anreicherung im Feinbodenmaterial der Blockschotterlage sind auf der Grundlage der vorliegenden Analysenwerte nicht möglich, da die höheren Karbonatgehalte eine Folge der Einarbeitung des hangenden Feinsediments wie auch die einer Einwaschung sein können. Die höheren Ton- und Schluffgehalte in diesem Horizont (Av 170) weisen auf eine Einarbeitung des hangenden Auensedimentes, während die hellgrauen Beläge innerhalb der Schotterbetten eine sekundäre Kalkeinwaschung belegen. Bis in 80 cm Tiefe unter Flur besitzt der H1-Schotterkörper kräftige Verwitterungsspuren in gleicher Ausprägung wie im Schotteranwitterungshorizont I des Profils "Loichingermoos" (s.o.; Tab. 8) und bis in 100 cm Tiefe unter Flur wie in dem dort beschriebenen Schotteranwitterungshorizont II. Der Schotteranwitterungshorizont endet an einem ehemaligen Grundwasserstand (Go-Horizont). Nach der Größenordnung des Verwitterungsquotienten zeigt das Profil "Gottfriedingerschwaige" ebenfalls eine Dreiteilung in den intensiv verwitterten, schwarzbraunen A-Horizont, eine Übergangszone abgeschwächter Verwitterung bis an die Untergrenze der beiden Schotteranwitterungshorizonte und dem liegenden unverwitterten, Go-streifigen C-Horizont.

Beide für die zentralen, höheren Bereiche der H1-Terrasse typischen Bodenprofile (Tab. 8 u. 9) zeichnen sich durch einen stark humushaltigen, dunkelgrauschwarzen bis schwarzbraunen A-Horizont aus. Dessen genetische Verwandtschaft zu den Pechanmooren der Rinnenprofile ist derzeit im Kiesgrubenareal "Bhf Loiching"auf der H1-Terrasse aufgeschlossen. Unter einem 20 - 25 cm mäch-

tigen, kalkhaltigen, dunkelgrauschwarzen Ap-Horizont ist dort weitflächig ein 5 – 10 cm mächtiger, pechschwarzer Humushorizont erhalten. Zur Nahtrinne hin nimmt er an Mächtigkeit zu. Im Nahtrinnenbereich wird er als 10 – 25 cm mächtiges Pechanmoor von geringmächtigen, z.T. schwach torfigen, jüngeren Auenmergeln überlagert, auf denen als heutiger Oberflächenboden eine dunkelbraune Auenpararendzina ausgebildet ist. Ein ehemals, zumindest jahreszeitlich hochstehender Grundwasserspiegel führte somit zur Ausbildung von pechschwarzen Anmooren in Rinnenpositionen und stark humosen, ebenfalls schwärzlich gefärbten Humushorizonten auf den höheren Terrassenbereichen. Erst nach Ausbildung der H3-Terrasse – keine Pechanmoorbildung mehr in ihrer Nahtrinne – erfolgte eine weitere kräftige Absenkung des Grundwasserspiegels. Sie ermöglichte eine stärker vertikal gerichtete Bodenentwicklung und eine deutliche Entkalkung der A-Horizonte. Mit der nun verstärkten Aktivität der Bodenorganismen fand anschließend – je nach Substrat – eine mehr oder weniger intensive Einarbeitung des Humushorizontes in den unterlagernden C-Horizont statt. In dem nun tiefergreifenden Durchwurzelungsbereich kam es so zur Ausbildung zweier unterschiedlich intensiver Schotteranwitterungshorizonte.

Im und unterhalb des Grundwasserschwankungsbereiches treten im L-Schotter der H1-Terrasse häufiger sehr gut erhaltene Rannen auf. Die 14C-Datierung zweier subfossiler Hölzer ergab folgende Alter:

- Ksg. "Bhf Loiching", H1, rd. 3 m unter Flur: 8400 ± 80 BP (Hv 14377)
- Ksg. "Gottfriedingerschwaige", H1, 3,35 m unter Flur: 9080 ± 90 BP (Hv 13678) Aus der Ksg. "Gottfriedingerschwaige" teilte BECKER (Univ. Hohenheim, Stuttgart; freundl. mündl. Mitt.) zudem die Bergung und die dendrochronologische Datierung von fünf subfossilen Kiefern mit einem Absterbealter von rd. 9200 BP mit (schwimmende präboreale Kiefern-Chronologie).

Da die älteren Holzdaten von Gottfriedingerschwaige aus dem externen Mäanderbogenbereich der H1-Terrasse stammen, stellen sie für ihre Erstanlage bereits ein Mindestalter dar. Ein indirekter Hinweis zur bereits präborealen Ausbildung weiter H1-Terrassenbereiche zeigt sich evtl. in dem bisherigen Fehlen von subfossilen Eichenholzfunden aus ihrem Terrassenkörper, obwohl nach BECKER & KROMER (1986: 961) die ältesten bisher gefundenen Eichen zumindestens im angrenzenden Donautal bis in den Zeitraum 8890 BP zurückreichen. Erst in den jüngeren Terrassenkörpern – insbesondere der H2- bis H4-Terrasse – sind Eichenrannen zahlreich vertreten. Jünger als die spätglaziale NT3 ist insgesamt die Ausbildung der H1 insgesamt in den Zeitraum Präboreal/Boreal zu stellen.

2.3.2.2. H2 – Terrasse

Nach Süden schließt sie sich mit kräftig ausgebildeten Mäanderaußenbögen der H1-Terrasse an oder räumt diese bereichsweise auch völlig aus, um dann unmittelbar an die NT3 anzugrenzen. Während sie nach dem Höhenlinienbild der TK 1 : 25000 mit ihnen ein in etwa gleich hohes Niveau einnimmt, erscheint sie morphologisch doch deutlich treppenartig als tieferes Terrassenniveau den älteren vorgelagert. Von der H1 und der NT3 trennt sie im Nahtrinnenbereich eine deutlich ausgebildete Terrassenstufe von durchschnittlich 1 m Höhe, wobei ihre Aurinnenscharen die der H1-Terrasse diskordant schneiden.

Pedologisch unterscheidet sie sich von der H1-Terrasse in der geringen Verbreitung von Pechanmooren. Während diese auf der H1 noch weitflächig in zahlreichen Rinnenpositionen oder als pechschwarzer Saum an der Basis des oberflächennahen A-Horizontes erhalten sind, beschränken sie sich auf der H2 auf die morphologisch tieferliegenden Rinnenbereiche. Dort werden sie unter Ackernutzung als pechschwarze Rinnenfüllungen weithin sichtbar aufgepflügt. Die maximale und weit verbreitete Bodenentwicklung der H2-Terrasse ist eine dunkelbraune, humusreiche Auenrendzina auf meist geringmächtiger Auenmergeldecke mit kräftig ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont (Tab. 10; eine weitere Profilbeschreibung in SCHELLMANN 1988: Tab. 15). Abgesehen von der dunkelbraunen Farbtönung des A-Horizontes unterscheidet sich diese Bodenbildung weder makroskopisch noch nach den chemischen Bodenanalysen von den dunkelgrauschwarzen Auenrendzinen der H1-Terrasse. Ihr stark humoser A-Horizont ist ebenfalls 10 – 15 cm tief in den unterlagernden Schotter eingearbeitet und weist – trotz Beackerung – makroskopisch wie auch in den Analysen eine erkennbar kräftige Entkalkung auf (Tab. 10). Ihre stärkere Verwitterung spiegelt sich zudem in einer deutlichen Tonfreisetzung und einem erhöhten

Tab. 10: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont auf der H2-Terrasse der Isar"

Ort: Bhf Loiching, Profil 3
TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing-West **R** 453076 **H** 538932
Aufnahmedatum : 22.3.86
Geländeposition : zentraler H2-Terrassenbereich
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	25	Av 438	15	Lehm, u, fs', vereinzelt Fki/Gki, h, k
		Av 437	25	
II Ah_2	40	Av 436	40	Mittelkies, gki, ms, h, dbrgr, k *
Cv_1	60	Av 435	60	Grobkies, mki, gs, hbrgr, k *
Ckv_1	70	Av 434	70	Mittelkies, fki, sehr matrixarm (Skelettschotter), Kalksinterbildungen an den Schotterunterseiten, hbrgr, k *
Cv_2	80	Av 433	80	Grobkies, mki, fs, hgr, k **
Cv_2	100	Av 432	100	Mittelkies, fki, sehr matrixarm (Skelettschotter), hgr, k **
C	> 150	Av 431	120	Mittelkies, fki, ms, vereinzelt Bl (< 10 ø), großbogig schräggeschichtet, hgr, k

* Schotteranwitterungshorizont I
** Schotteranwitterungshorizont II

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C(%)	Fe_t(%)	Fe_d(%)	Fe_d / Fe_t(%)
Av 438	21,4	4,90	3,5	1,40	40,5
Av 437	32,4	2,72	3,4	1,36	41,7
Av 436	40,8	0,71	1,4	0,5	36,0
Av 435	38,0	0,16	1,0	0,29	29,0
Av 434	60,7	0,12	0,8	0,22	28,6
Av 433	31,7	0,08	0,8	0,22	26,8
Av 432	27,2	0,08	0,8	0,23	27,4
Av 431	17,9	0,04	0,6	0,08	13,1

Pr.-Nr.	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	Gewichtsprozente
Av 438	2.0	7.1	11.2	18.8	19.8	17.0	24.1	
Av 437	1.3	5.4	10.1	13.2	20.3	18.3	31.4	
Av 436	18.6	21.2	11.0	11.8	13.3	9.6	14.4	
Av 435	30.5	25.9	14.7	7.6	11.1	6.4	3.8	

Verwitterungsquotienten wider. Tongehalte von 31,4 % im Ap-Horizont und 14,4 % im unterlagernden grobklastischen Substrat des Ah-Horizontes zeigen eine starke Verwitterung der karbonatischen Komponenten an. Die hohen Fe(d)-Werte belegen eine intensive Fe III-Freisetzung, die die bräunliche Farbtönung des Humushorizontes bewirken. Unter dem A-Horizont ist ein kräftiger, zweigeteilter Schotteranwitterungshorizont ausgebildet mit leicht erhöhten C-Gehalten, höheren Verwitterungsquotienten und paralleler Kalkeinwaschung und Kalkanreicherung in der Schottermatrix. Auch die Tiefenwirkung der Schotteranwitterung entspricht mit -70 bis -80 cm unter Flur beim Schotteranwitterungshorizont I bzw. -95 bis -100 cm unter Flur beim Schotteranwitterungshorizont II den entsprechenden Horizonten auf der H1-Terrasse.

Im ebenfalls deutlich schräggeschichteten H2-Schotterkörper befinden sich unterhalb des Grundwasserspiegels zahlreiche Rannen, wobei im Gegensatz zur H1-Terrasse, in der bisher kein Eichenholz gefunden wurde, erstmalig zahlreiche Eichenrannen auftreten. Zwei Hölzer aus der Ksg. "Bhf Loiching" (Abb. 5), die im nahtrinnennahen Bereich der H2-Terrasse beim Kiesabbau ausgebaggert wurden, ergaben folgende 14C-Alter:

- 5995 ± 105 BP (Hv 14143)
- 5990 ± 105 BP (Hv 14146)

Aus dem im H2-Terrassenbereich gelegenen Kiesgrubenareal der Kiesgrube "Mamming" (Abb. 6) wurden mehrere Eichenrannen ausgebaggert, von denen nach Priv. Doz. Dr. B. Becker (Universität Hohenheim, Stuttgart; mündl. Mitt.) zwei Eichenrannen folgende Absterbealter besitzen:

- Av 196: - um 4150 v. Chr. bzw. um 5300 BP (cal. 14C-Alter nach: LINICH, SUESS & BECKER 1985)
- Av 478: - um 4190 v. Chr. bzw. um 5300 BP (cal. 14C-Alter nach: LINICH, SUESS & BECKER 1985).

Jünger als die präboreale/boreale H1-Terrasse ist daher die Ausbildung der H2-Terrasse in das Atlantikum zu stellen.

2.3.2.3. H3 - Terrasse

Als jüngste der höheren Auenterrassen hebt sie sich morphologisch deutlich von den vorgelagerten tieferen und jüngeren Auenterrassen ab und greift gegen die älteren Terrassen mit meist eng geschwungenen Mäanderbögen, die bereichsweise bis an die NT3 reichen. Durch das Absinken ihrer Terrassenoberfläche zur Nahtrinne hin, erscheint sie morphologisch ebenfalls als ein gegenüber den älteren Terrassen deutlich tieferes Terrassenniveau.

Pedologisch unterscheidet sie sich von ihnen durch das Fehlen von Pechanmooren auch in tieferen Rinnenpositionen sowie durch das Fehlen des intensiven Schotteranwitterungshorizontes I. Von den jüngeren Auenterrassen hebt sie sich sowohl durch ihre außerhalb von Rinnenpositionen geringe Auenmergelbedeckung als auch ihre weit verbreitete Maximalbodenbildung ab: einer dunkelbraunen, humusreichen Auenrendzina mit schwach entwickeltem Schotteranwitterungshorizont (Tab. 11). Unter einer geringmächtigen Auenmergeldecke, die meist vollständig in den dunkelbraunen A-Horizont einbezogen ist, zeigt der unterlagernde H3-Schotterkörper einen 30 - 50 cm unter Flur reichenden, gelblichgrau getönten Schotteranwitterungshorizont, innerhalb dessen die karbonatischen Gerölle eine schwache, kreidige Verwitterungskruste besitzen. Die glaukonitischen Sandsteine und Mergelsteine sind deutlich bis in 65 cm Tiefe unter Flur, vereinzelt auch bis in 115 cm Tiefe unter Flur mürbe durchverwittert. In seiner Konsistenz ähnelt er dem Schotteranwitterungshorizont II auf den älteren Auenterrassen. Die hellgraue Auskleidung der Schotterbetten in seinem Bereich weist ebenfalls auf eine Karbonatausfällung in der Schottermatrix. Bei skelettschotterstreifigen, hohlraumreichen Lagen direkt unterhalb und innerhalb des Anwitterungshorizontes besitzen Quarze - häufig an ihrer Unterseite - mm-große Kalksinterbildungen. Die Analysedaten (Tab. 11) zeigen die für einen Schotteranwitterungshorizont typische schwache Erhöhung der C-Gehalte und einen geringen Anstieg des Verwitterungsquotienten. Deutlich verringerte Karbonatgehalte verbunden mit einer Tonneubildung im Ap-Horizont steht eine leichte Aufkalkung der Schottermatrix im Ccv-Horizont gegenüber. Im Gegensatz zu den dunkelgrauschwarzen Auenrendzinen auf den älteren Auenterrassen besitzen die dunkelbraunen Auenrendzinen der H3-Terrasse deutlich geringere C-Gehalte von knapp 3 % bis in 15 cm Tiefe und 1,4 % in 15 - 25 cm Tiefe unter Flur.

Die H3-Terrasse baut sich - ebenso wie die älteren holozänen Terrassen - aus großbogig schräggeschichteten, skelettschotterstreifigen, meist mittelsandigen Mittel- bis Grobkies-Lagen auf, die

Tab. 11: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit schwach entwickeltem Schotteranwitterungshorizont auf der H3-Terrasse der Isar"

Ort: Wörth, Profil 2
TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing-West **R** 452570 **H** 538764
Aufnahmedatum : 27.8.84
Geländeposition : zentraler H3-Terrassenbereich
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	25	Av 59 Av 58	15 25	L, u, fs", mki/gki-führend, h, dbr, k'
Ccv	45	Av 57	45	Mittelkies, gki, ms, hbrgr, k **
Cv	65	Av 56	65	Mittelkies, gki, ms, hbrgr, k **
CGo	85	Av 54	85	Grobkies, mki/fki, ms, rostgebändert, k
C	95	Av 53	95	s.o.

› 300 cm unter Flur: großbogig schräggeschichteter H3-Schotterkörper, skelettschotterstreifig mit zahlreichen fossilen Go-Horizonten

** Schotteranwitterungshorizont II

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C(%)	Fe_t(%)	Fe_d(%)	Fe_d / Fe_t(%)
Av 59	9,3	2,95	1,7	0,39	30,2
Av 58	12,9	1,38	1,1	0,22	24,4
Av 57	18,8	0,14	0,9	0,17	18,5
Av 56	13,4	0,14	0,8	0,13	16,7
Av 54	15,5	0,03	0,7	0,24	35,3
Av 53	16,6	0,03	0,9	0,20	23,3

Pr.-Nr.	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	Gewichtsprozente
Av 59	7.4	13.3	18.2	12.8	13.6	10.0	24.7	
Av 58	12.9	25.9	19.4	8.8	10.6	7.7	14.7	
Av 57	21.2	54.0	13.8	3.0	4.9	2.1	1.0	
Av 56	22.7	59.3	9.4	2.4	3.7	1.6	0.9	
Av 54	27.0	55.4	8.5	6.3	1.3	0.7	0.9	
Av 53	44.4	45.1	7.0	1.4	0.4	0.5	1.0	

zur Nahtrinne hin einfallen. Auffallend sind zahlreiche Go-Horizonte, die - vorwiegend in den Skelettschotterpartien als rostige Fe- oder schwarze Mn-Ausscheidungen erhalten - bis 80 cm unter Flur hinaufreichen. In der Ksg. "Wörth 2" (Abb. 5) erreicht ihr Schotterkörper bis zum heutigen Grundwasserspiegel mehr als 4,2 m Mächtigkeit.

Zur absoluten Altersdatierung der H3-Terrasse liegen bisher keine dendrochronologischen oder 14C-Datierungen von den aus ihrem Terrassenkörper geborgenen subfossilen Hölzer vor. Einen wichtigen Altershinweis liefert jedoch der Verlauf der erhaltenen Überreste der römischen Isartalstraße. Ihre nach CHRISTLEIN (1977) als originales Trassenstück erhaltenen Reste sind in den geologischen Karten (Abb. 5 u. 6) mit eingezeichnet. Innerhalb des Isarengtalbereiches folgt die Römerstraße in weiten Streckenabschnitten der H3-Terrassenstirn, die daher bereits zur Römerzeit außerhalb des Hochflutbettes der Isar lag. Nahe des römischen Trassenstückes bei der "Bäckermühle" nordwestlich von Goben (Abb. 5) wurden zudem römische Siedlungsstellen entdeckt (Ortsaktensammlung Denkmalpflegeamt Landshut). Auf allen tiefergelegenen und jüngeren Auenterrassen fehlen hingegen Relikte der Römerstraße. Wie ihr Trassenverlauf im Raum Lichtensee (Abb. 5) und insbesondere unterhalb von Mammingerschwaigen (Abb. 6) anzeigt, wurde sie dort von den jüngeren, römisch- bis nachrömischen Flußlaufverlagerungen ausgeräumt. Bronzezeitliche Funde wurden aus dem innerhalb der H3-Terrasse gelegenen Kiesgrubenareal der Ksg. "Mamming-Rosenau" (Abb. 6) ausgebaggert. Es handelt sich dabei um zwei Steinbeile aus ca. 6 bis 8 m Tiefe (freundl. schriftl. Mitt. des Kiesgrubenbesitzers H. Mossandl, Dingolfing), vier Bronzebeile und einem bronzenen Gußkuchenstück aus ca. 2 - 2,5 m Tiefe (Ortsaktenarchiv Denkmalpflegeamt Landshut; Bayer. Vorgeschichtsblätter 1972, **37**: 139). Ebenso wurden bei der Kiesgewinnung in einem ehemaligen Kiesgrubenareal 100 m nördlich der B 11 bei Staunzenöd (Abb. 6) zwei zusammenpassende Gefäßscherben der Bronze- oder Hallstattzeit aus dem Schotterkörper der H3-Terrasse unterhalb des Grundwasserspiegels ausgebaggert (Ortsaktenarchiv Denkmalpflegeamt Landshut). Mit ihrer Häufung auf relativ kleinem Raum - wie in der Ksg. "Mamming-Rosenau" - weisen alle diese Flußfunde auf eine siedlungszeitlich parallele Einbettung. Jünger als die atlantische H2-Terrassenausbildung ist daher die H3 in das Subboreal zu stellen.

2.3.3. Die tieferen Auenterrassen

Die tieferen Auenterrassen heben sich durch ihre tiefere Lage im Talgrund, ihre frische Morphologie, ihre meist kräftige Hochflutsedimentüberdeckung und insbesondere durch ihre jungen, wenig entwickelten, braunen bis grauen Kalkauenböden deutlich von den höheren Auenterrassen mit ihren dunkelbraunen bis dunkelgrauschwarzen, bereits stärker terrestrisch geprägten Bodenbildungen ab. Geologisch betrachtet, beinhalten sie vier eigenständige Terrassenkörper - H4- bis H7-Terrasse -, die im Zeitraum von der Eisen-/Römerzeit bis zur Regulierung der Isar am Ende des 19. Jh. ausgebildet wurden. Sie nehmen im Engtalbereich in etwa das südliche Taldrittel ein, wobei flächenmäßig die jüngste, subrezente Anschüttung der H7-Terrasse am stärksten und durchgängig vertreten ist, während die H4-Terrasse meist nur noch kleinflächig, in schmalen Streifen oder in zur Talmitte hin ausgreifenden Mäanderbögen erhalten ist (Abb. 5 u. 6).

2.3.3.1. H4 - Terrasse

Obwohl häufig nur relikthaft und kleinflächig erhalten (Abb. 5 u. 6), hebt sie sich mit ihrer um Dezimeterbeträge höheren Terrassenoberfläche deutlich von dem jüngeren Terrassenniveau der H5- bis H7-Terrassen ab und nimmt so eine morphologisch vermittelnde Stellung zwischen diesen und den höheren H1- bis H3-Terrassenstufen ein.

Dies zeigt sich auch in der Verbreitung der Auensedimentbedeckung. Während die höheren, altholozänen Auenterrassen weitflächig nur eine geringmächtige Auensedimentbedeckung besitzen, dagegen die jüngere H5-, häufig auch die H6-Terrasse von einem mehrere Dezimeter mächtigen Auenmergel überlagert werden, trägt sie zwar im externen, nahtrinnennahen Bereich eine mehrere Dezimeterbeträge mächtige Auenmergeldecke, die jedoch zur Terrassenstirn hin ausdünnt. Besitzt der in der Ksg. "Mamming-Rosenau" (Abb. 6) aufgeschlossene externe Terrassenbereich eine 80 - 100 cm mächtige Auenmergelbedeckung, so tritt bereits 150 m weiter südlich - in einer kleinen Hausgrube nahe der B 11 aufgeschlossen - der Terrassenschotter unmittelbar an die Oberfläche. Auf dem frischen, unverwitterten Schotterkörper ist eine 20

Tab. 12: Bodenprofil "verbraunte Auenpararendzina auf Auenmergeln auf der H4-Terrasse der Isar"

Ort: Mamming-Rosenau, Profil 1
TK 1 : 25000 : 7341 Dingolfing-Ost **R** 454202 **H** 539168
Aufnahmedatum : 29.3.86
Geländeposition : nahtrinnennaher H4-Terrassenbereich
Nutzung : Wiese

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ah	30	Av 450	15	Feinsand, u, l', h, br, k
		Av 449	30	s.o.
Cv	50	Av 448	50	Feinsand, u, l', strukturlos, unscharfe Untergrenze, hbrgb, k
Go	70	Av 447	70	Feinsand, u, l'', zahlreiche rostbr. Fahnen, geschichtet, hgrgb, k
Gor	100	Av 446	100	Wechsellagerung: Feinsand, u und Schluff, fs, hgr mit rostbr. Fahnen, k
II C	120	Av 445	120	Mittelkies, gki, ms, hgr, k

> 280 cm großbogig schräggeschichteter, skelettschotterstreifiger H4-Schotterkörper

Grundwasserspiegel bei : 270 cm unter Flur

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe_t (%)	Fe_d (%)	Fe_d / Fe_t (%)
Av 450	56,4	1,69	1,2	0,28	23,9
Av 449	56,7	1,49	1,1	0,29	26,4
Av 448	68,1	0,44	0,9	0,28	29,5
Av 447	66,5	0,15	0,9	0,21	22,3
Av 446	68,3	0,19	0,9	0,10	11,2
Av 445	31,1	0,06	0,9	0,10	11,2

Pr.-Nr.	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	Gewichtsprozente
Av 450	0.2	2.9	38.9	24.7	14.6	11.4	7.4	
Av 449	0.2	2.9	39.7	24.9	17.3	9.2	5.8	
Av 448	0.0	1.9	44.1	26.5	12.3	6.3	8.6	
Av 447	0.2	0.7	39.7	20.3	21.3	6.4	11.4	
Av 446	0.0	0.8	49.7	25.4	8.6	8.4	7.0	

cm mächtige, humose, dunkelgraubraune, stark kalkhaltige Auenrendzina entwickelt. Von den dunkelbraunen bis dunkelgrauschwarzen, humusreichen Auenrendzinen der altholozänen Terrassen unterscheidet sie sich nicht nur in ihrer Bodenfarbe und ihrer sandigen Bodenart, sondern auch durch das Fehlen eines Schotteranwitterungshorizontes. Demgegenüber zeigt die maximale Bodenentwicklung auf den feinsandigen, schluffigen Hochflutsedimenten einen deutlich ausgeprägten verbraunten, durchschnittlich 20 cm mächtigen Cv-Horizont mit unscharfer, wellenförmig verlaufender Untergrenze (Tab. 12). Während die unterlagernden Auenmergel eine deutliche Feinschichtung von mm-starken, schluffigen Feinsand- und feinsandigen, schwach lehmigen Schluffbändchen besitzen, ist der Cv-Horizont unstrukturiert und die Schichtung von der Bodendynamik überprägt worden. Durch seine hellbraungelbe Farbe hebt er sich zudem von dem liegenden, roststreifigen, hellgraugelben Go-Horizont ab. Seine stärkere Verwitterung spiegelt sich in einem höheren Verwitterungsquotienten wider, wobei innerhalb der Karbonatgehalte keine Abnahme feststellbar ist. Die relativ hohen C-Gehalte von 0,44 % belegen ein intensiveres Bodenleben und eine damit verbundene Einarbeitung humoser Sedimente aus dem überlagernden Ap-Horizont. Der 30 cm mächtige Ap-Horizont unterscheidet sich in seiner Bodenfarbe mit entsprechend niedrigeren C-Gehalten von 1,69 % in 0 – 15 cm Tiefe unter Flur und einer fehlenden pedogenen Tonfreisetzung markant von den stark humosen, dunkelbraunen bis dunkelgrauschwarzen A-Horizonten der älteren holozänen Terrassen. Die in ihm – verglichen mit den liegenden Auenmergeln – um ca. 10 % niedrigeren Karbonatgehalte deuten bei annähernd identischem Substrat auf eine schwache Entkalkung. Bodentypologisch stellt sie eine schwach verbraunte Auenpararendzina dar. Gegenüber den kräftig entwickelten, humusreichen Auenrendzinen der H3-Terrasse mit ihrem bis 50 cm mächtigen Schotteranwitterungshorizont II, zeigen beide substratabhängigen Bodenbildungen – schwach verbraunte Auenpararendzina auf Auenmergeln bzw. dunkelgraubraune Auenrendzina ohne Schotteranwitterungshorizont auf den kalkgeröllreichen Isarschottern – eine schwächere Bodenentwicklung und deuten daher auf einen größeren Altersunterschied zwischen beiden Terrassen.

Einen wichtigen Altershinweis zur Ausbildung der H4-Terrasse bildet die römische Isartalstraße, deren Trassenführung nach CHRISTLEIN (1977: 42) um die Mitte des 1. Jh. n. Chr. gewählt wurde. Überreste der Römerstraße westlich von Lichtensee (Abb. 5) und unterhalb von Mammingerschwaigen (Abb. 6) zeigen in ihrem Verlauf, daß sie noch von einzelnen H4-Mäanderbögen nachträglich ausgeräumt wurden. Infolgedessen kann die H4-Ausbildung bei der Erstanlage der römischen Trassenführung noch nicht abgeschlossen gewesen sein. Diese Schlußfolgerung findet durch das 14C-Alter eines Holzes aus ihrem Nahtrinnenbereich – aufgeschlossen in der Ksg. "Mamming-Rosenau" – weitere Stützung. Die H4-Terrasse, die dort mit einem äußeren Mäanderbogen in das Kiesgrubenareal ca. 30 m hineinreicht, schneidet mit ihrer vergleyten, lehmig-schluffigen und sandstreifigen Rinnenfüllung diskordant den talrandwärts angrenzenden H2-Terrassenschotter. Im Nahtrinnenbereich selbst verzahnen sich die feinklastischen Sedimente der Nahtrinnenfüllung und der großbogig einfallenden H4-Kiesschichten. Das Alter des in 1,6 m Tiefe unter Flur nahe der feinklastischen Rinnenfüllung, aber im H4-Terrassenschotter eingelagerten Holzes von 1775 ± 60 BP (Hv 13680) bzw. ca. 130 – 375 n. Chr. (kalibriertes Dendroalter nach: STUIVER & BECKER 1986) bestätigt eine annähernd bis zum Ende der römischen Kaiserzeit aktive Terrassenausbildung. Ein weiteres im Kiesgrubenareal "Mamming-Rosenau" aus dem externen H4-Schotterkörper ausgebaggertes Eichenholz ergab ein Dendroalter von ca. 350 v. Chr (freundl. mündl. Mitt. von Priv. Doz. Dr. B. Becker, Universität Hohenheim) und weist auf ihre bereits vorrömische Anlage. Altersbelege post quem stellen die auf ihr gegründeten Siedlungen Wörth (13. Jh.; n. POLLINGER 1898) und Lichtensee (1558; nach BECKER 1978) dar sowie die erste urkundliche Erwähnung der Flur "Rinngries" (1580; nach POLLINGER 1904) östlich von Gottfriedingerschwaige. Jünger als die subboreale Ausbildung der H3-Terrasse ist die H4-Terrasse in die Eisen-/Römerzeit einzustufen.

2.3.3.2. H5 – Terrasse

In den kartierten Talabschnitten haben ihre Umlagerungsphasen in weiten Bereichen die H4-Terrasse ausgeräumt, während sie selbst jedoch nur selten von den jüngeren Flußumlagerungen vollständig beseitigt wurde. Weitflächig erhalten, grenzt sie mit einem morphologisch kräftig ausgeprägten Stufenrand gegen die älteren Anschüttungen. Von der H4-Terrasse unterscheidet sie sich durch ihre stärker von Aurinnen reliefierte Terrassenoberfläche, ihre fast gleichmäßige Auenmergelüberdeckung von durchschnittlich 0,5 – 1,2 m Mächtigkeit und ihre maximale Bodenüberprägung durch eine graubraune Auenpararendzina (Tab. 13).

Während die verbraunte Auenpararendzina der H4-Terrasse durch einen deutlich ausgeprägten, meist 20 cm mächtigen Cv-Horizont gekennzeichnet ist, fehlt der geringer humosen (1,2 % C-Gehalt im Ap-Horizont), graubraunen Auenpararendzina ein entsprechend deutlich ausgebildeter Horizont. Unter dem durchschnittlich 30 cm mächtigen Oberboden tritt zwar in morphologisch erhöhten Positionen ein schwach bräunlich gefärbter, ca. 20 cm mächtiger, initialer Verwitterungshorizont auf, aber dieser hebt weder die Feinschichtung der Hochflutsedimente auf, noch zeigt er sich bodenanalytisch im Auftreten eines erhöhten Verwitterungsquotienten. Ein geringer Kohlenstoffanstieg in diesem Horizont weist auf eine leichte Einarbeitung humosen Oberbodenmaterials und deutet eine beginnende, stärker terrestrische Bodenentwicklung an. Der erhöhte Karbonatgehalt im unterlagernden, schwach pseudovergleyten, lehmigen Mergelband kann als Folge des in ihm höheren Pelitkorngrößenanteils angesehen werden.

Die H5-Terrasse ist derzeit im nördlichen Abbaubereich der Ksg. "Isarkies" am östlichen Ortseingang von Wörth (Abb. 5) bis auf die liegenden "limnisch-fluviatilen Süßwasserschichten" des Miozäns aufgeschlossen. Ihr 4,5 – 5,5 m mächtiger Terrassenkörper baut sich – ebenso wie die im gleichen Kiesgrubenareal bereits zuvor aufgeschlossenen H6- und H7-Terrassenkörper (s.u.) – aus drei Sedimenteinheiten auf:

1. einer liegenden, durchschnittlich 0,5 – 1 m mächtigen, häufig troggeschichteten Basalfazies. Dieser matrixarme, grobkiesige und blockreiche H5-Terrassensockel stellt die ehemalige Sohlenpanzerung des H5-Hauptstromstriches dar. Neben Blöcken bis 25 cm Durchmesser treten aber auch z.T. mächtige Lehm-, Torf- und Humusschollen sowie subfossile Hölzer und Wurzelstöcke auf. Teilweise erreichen die Torf- und Humusschollen Ausdehnungen von 1 x 1,5 x 0,6 m, wobei lediglich ihre Kanten vom Wasser stromlinienförmig abgerundet worden sind. Ihre gute Erhaltung belegt die der Ablagerung auf der Flußbettsohle unmittelbar folgende Kiesüberdeckung im Zuge des sich abrupt verlagernden Stromstriches. Neben massigen Skelettschotterlagen mit z.T. ausgeprägter Dachziegellagerung der Gerölle finden sich aber auch bis 1 m tiefe Kolkfüllungen mit Wechsellagerungen schräggeschichteter, matrixarmer und -führender Kiesbänder. Die H5-Basalfazies lagert diskordant mit bis zu 1 m tiefen Trögen oder Rinnen entweder dem liegenden Miozän oder einem älteren Isarschotterrelikt ("älterer Sockelschotter") auf. Im letzteren Fall ist eine Ansprache als älterer Sockelschotter, also der Nachweis eines größeren zeitlichen Hiatus zwischen beiden winkeldiskordant aufeinanderlagernden Kieskörpern nicht möglich, wenn zwei Basalfazien unmittelbar aufeinanderfolgen. Sie könnten auch im gleichen Terrassenbildungszeitraum im Zuge der für die Isar typischen häufigen Verlagerungen ihres Stromstriches gebildet worden sein. Teilweise ist in tieferen Rinnen jedoch noch zwischen zwei Basalfazien ein bis 1,5 m mächtiges Flußbettsediment erhalten. Da es sich durch seine stärker fein- bis mittelkiesige Korngrößenzusammensetzung (korngrößenanalytisch für den H6-Terrassenkörper in Tab. 14 erfaßt, s.u.) und seine geringere Hölzer- und Lehmschollenführung vom hangenden H5-Schotterkörper abhebt, ist es als älterer holozäner Sockelschotter anzusprechen.
2. einem hangenden, 4 – 5 m mächtigen, kiesigen Flußbettsediment, das durch den mehrfachen Wechsel von vorherrschend blockführendem, mittelkiesigen Gki- und großkiesigen Mki-Lagen gekennzeichnet wird. Dabei treten vereinzelt blockführende Grobschotterlagen bis nahe der Schotteroberkante auf. In Fließrichtung aufgeschlossen ist das H5-Flußbettsediment horizontal geschichtet, während jedoch im Anschnitt senkrecht zur Fließrichtung eine großbogige Schrägschichtung ausgehend von der Basal- bis zum Top der Flußbettfazies den Terrassenkörper durchzieht. In diesen lateral gewachsenen Anlagerungsflächen dokumentiert sich die Migration eines mäandrierenden, lateral umlagernden Hauptstromstriches (L-Terrassen sensu SCHIRMER 1983). Auch bei allen übrigen holozänen Isarterrassen konnte ihr lateraler Innenbau in

Tab. 13: Bodenprofil "graubraune Auenpararendzina auf Auenmergeln auf der H5-Terrasse der Isar"

Ort: Wörth Ost, Ksg. "Isarkies", Profil 10
TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing-West **R** 452690 **H** 538798
Aufnahmedatum : 6.12.85
Geländeposition : zentraler Terrassenbereich
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Av 410	15	Feinsand, u, l", h, grbr, k
		Av 409	30	s.o.
(Cv)	50	Av 408	50	Feinsand, u, l", schwache initiale Verbraunung, k
S	85	Av 407	70	L, fs, u,schwach pseudovergleyt, stecknadelkopfgroße Fe-Mn-Konkretionen, hgr, k
C	90			Mittelsand, fs, hgr, k
Go	110			Feinsand, hgr, an der Basis intensive Gobänderung, k
IIGo	120			Mittelkies, fki, gs, roststreifig, k
C	170			Mittelkies, fki, gs, hgr, k

> 220 cm großbogig schrägeschichteter H5-Schotterkörper mit zahlreich eingelagerten subfossilen Hölzern

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C(%)	Fe_t(%)	Fe_d(%)	Fe_d / Fe_t(%)
Av 410	56,9	1,22	1,1	0,25	22,7
Av 409	56,6	1,16	1,1	0,22	20,4
Av 408	57,7	0,27	1,0	0,25	24,8
Av 407	63,5	0,07	1,3	0,28	22,0

Pr.-Nr.	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	Gewichtsprozente
Av 410	0.1	1.8	29.6	32.2	17.1	9.7	9.6	
Av 409	0.1	1.7	28.3	29.9	18.9	12.6	8.5	
Av 408	0.0	4.7	37.1	30.1	14.2	4.9	9.0	
Av 407	0.0	0.1	9.0	29.6	27.4	15.8	17.9	

mehreren Aufschlüssen beobachtet werden. Obwohl der natürliche Isarlauf vor den Regulierungen des 19. Jh. vom flußmorphologischen Erscheinungsbild durch ein sich häufig stark verzweigendes Flußbett mit einem Hauptstromstrich und z. T. mehreren Nebenarmen gekennzeichnet ist (Kap. 2.3.3.5.), sind es die seitlichen und/oder talabwärtigen Verlagerungen des Hauptstromstriches mit Ausbildung, Migration und Abschnürung von Mäanderbögen, die eine laterale Sedimentumlagerung bewirken und sich so im lateral gewachsenen Innenbau der holozänen Terrassen wiederfinden. Auf die extremen Hochwasserspitzen und die hohe Reliefenergie des Isartales ist zurückzuführen, daß es innerhalb einzelner Hochwasserphasen sogar zu einer Ablagerung blockführender Grobschotterlagen bis an den Top der Flußbettsedimentation kommt. Im Gegensatz dazu stehen die weitgehend vertikal aufgehöhten Sedimentkörper der würmzeitlichen Niederterrassen, die sowohl sedimentologisch wie auch von der enormen Breite ihres Flußbettareales als Ausdruck eines verwilderten Flußtyps "braided river" anzusehen sind.

3. die abschließende, durchschnittlich 0,6 – 1,2 m mächtige, weitgehend vertikal aufgewachsene Auenfazies. Dabei schalten sich häufiger zwischen der feinklastischen Auenfazies sensu stricto und der kiesigen Flußbettfazies ebenfalls kiesig ausgebildete Aurinnenfüllungen ein mit bis zu 1 m Tiefgang. Sie stellen ein Frühstadium der Hochwasserüberformung der H5–Terrasse dar, evtl. bereits unmittelbar nach Ausbildung des H5–Mäanderbogens. Erst nach ihrer Ablagerung kam es zur weitgehend flächenhaften Akkumulation der feinklastischen Hochflutsedimente. Sie werden gekennzeichnet durch Wechsellagerungen von dcm–starken, vorwiegend schluffigen Feinsandbändern mit z.T. sehr schöner kleinbogiger Schrägschichtung oder auch Flaserschichtung und horizontal– oder auch schwach troggeschichteten Lehmbändern.

Bereits im späten Mittelalter von einzelnen Schwaigen – Gretlsmühle (1428; nach POLLINGER 1904), Dirnau (16. Jh.; nach POLLINGER 1898) und Mammingerschwaige (1580; nach POLLINGER 1904) – in den Siedlungsraum einbezogen und jünger als die eisen–/ römerzeitliche H4–Terrasse, ist die Ausbildung der H5–Terrasse ins Früh– bis Hochmittelalter zu stellen. So ergab die dendrochronologische Datierung einer Eichenranne, die als Lesefund beim Kiesabbau des H5–Terrassenschotterkörpers im Kiesgrubenareal "Isarkies" östlich von Wörth geborgen werden konnte, ein Alter von um 500 n. Chr. (freundl. mündliche Mitt. von Priv. Doz. Dr. B. Becker, Universität Hohenheim, Stuttgart). Die H5–Terrasse entspricht von ihrer Lage im Talgrund, ihrem morphologischen und pedologischen Erscheinungbild wie auch ihrer weitflächigen Auensedimentbedeckung in hohem Maße HOFMANNs (1973) "Lerchenfeld–Stufe" auf Blatt Landshut (ausführlicher: SCHELLMANN 1988: 92). Bei ihr verweist HOFMANN (1973: 79) auf einen in 2,5 m Tiefe im Schotterkörper gefundenen Baumstamm mit einem 14C–Alter von 1505 ± 65 BP. Nach STUIVER & BECKER (1986) entspricht dem ein dendrochronologisch kalibriertes Alter von 430 – 640 n. Chr.

2.3.3.4. H6 – Terrasse

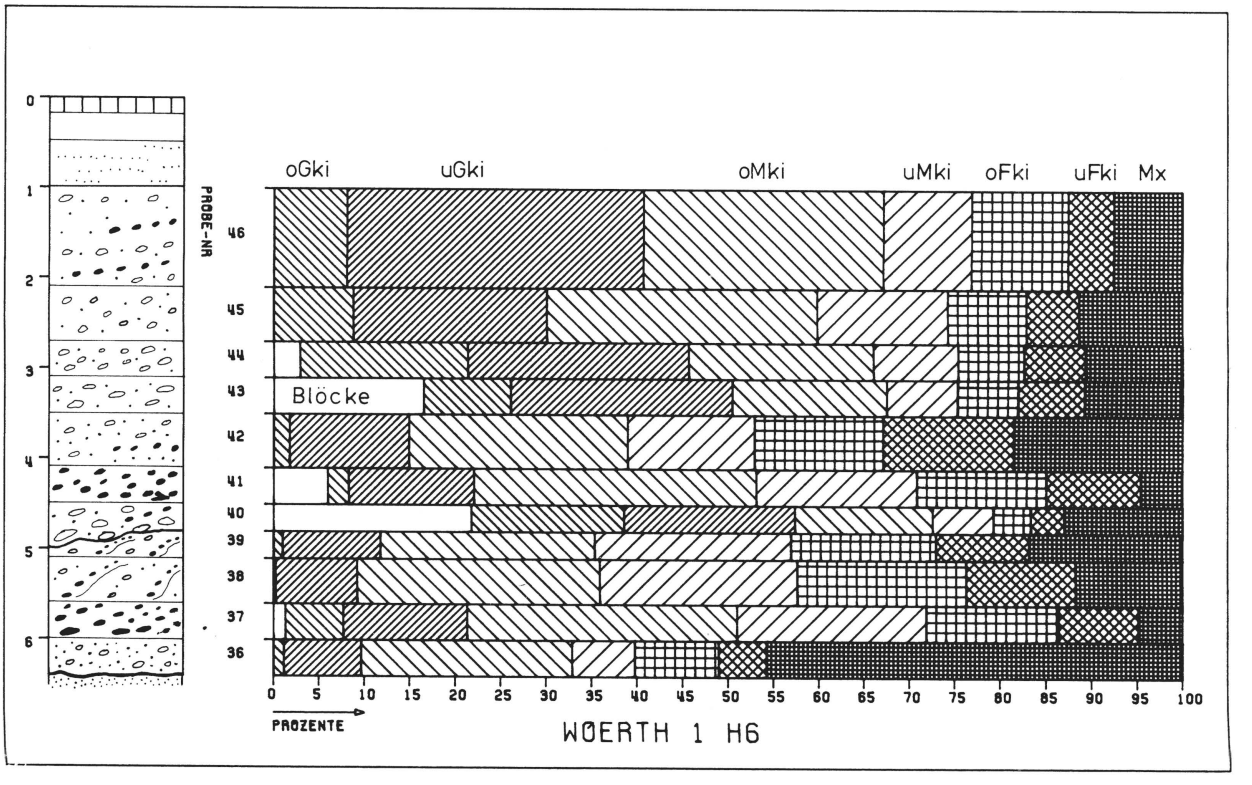
Selten reichen ihre Mäanderbögen bis an die höheren Auenterrassen. Häufig grenzt sie zum heutigen Flußlauf hin unmittelbar an die H5–Terrasse an. Bei ihrer gegenseitigen Abgrenzung helfen – neben dem meist deutlich ausgeprägten Stufenrand – ihre wesentlich intensivere und deutlicher ausgeprägte Aurinnengliederung, das häufige Fehlen einer stärkeren Auenmergelbedeckung und ihre schwach entwickelten Kalkauenböden. Letztere kennzeichnet ein meist 20 cm mächtiger, wenig entwickelter Humushorizont, wobei die Sedimentfarbe als graue Tönung im A–Horizont vorherrscht. Selbst der Ansatz eines Verwitterungshorizontes im Unterboden, wie er z.T. in Hochpositionen auf der H5 auftritt, fehlt ihnen. Kleinräumig treten jedoch auch bräunlich gefärbte M–Horizonte auf und können dadurch dem A–Horizont eine stärkere bräunliche Tönung verleihen und den schwachen bodenfarblichen Unterschied beider Terrassen nahezu beseitigen.

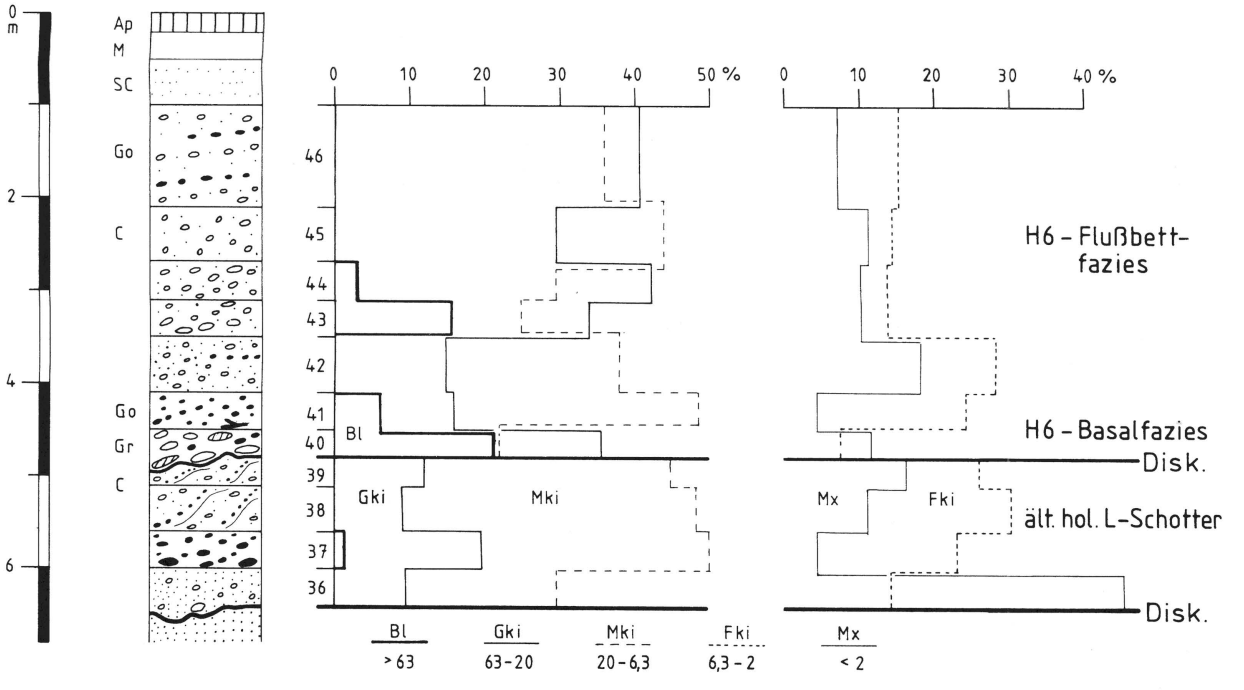
In fast allen Kiesgruben finden sich in ihrem Schotterkörper abgerollte Ziegelbrocken. Keramik wurde bisher allein unterhalb von Landshut in der Ksg. "Lengermühle" südöstlich vom Bhf "Altheim" gefunden. In der im Trockenabbau betriebenen Ksg. "Isarkies" am östlichen Ortsausgang von Wörth ist im südlichen Kiesgrubenareal der im Durchschnitt 4,3 – 5,3 m mächtige Terrassenkörper bis zur Basis hin aufgeschlossen. Ebenso wie die H5–Terrasse liegt er in weiten Bereichen unmittelbar den liegenden, limnisch–fluviatilen Süßwasserschichten des

Miozäns auf. In einzelnen Bereichen finden sich aber auch in Rinnen eingelagerte ältere Sockelschotter. Im August 1984 war eine derartige bis 50 m breite Rinnenfüllung aufgeschlossen mit einem bis 1,7 m tieferliegenden, älteren Sockelschotter (Tab. 14). Dieser intensiv schräggeschichtete Sockelschotter wurde diskordant von dem in Fließrichtung aufgeschlossenen und daher horizontal geschichteten H6-Terrassenschotter gekappt. Der hohe Matrixgehalt (Av 36: 45,8 %) an der Basis des Sockelschotters ist eine Folge der Aufarbeitung der liegenden, graugrünen tertiären Feinsedimente, wodurch ihr ein grünlicher Farbton verliehen wird. Im darüberlagernden, ca. 40 cm mächtigen Horizont folgt ein extrem matrixarmer Schotter – Skelettschotter – mit vereinzelter Blockführung (ϕ bis 20 cm) und den innerhalb des Sockelschotters höchsten Prozentgehalten in der Gki- und oMki-Fraktion. Zum Hangenden nimmt dagegen der Matrix und Fki-Gehalt zu, während der Gki-Anteil deutlich zurücktritt. Von der liegenden Aufarbeitungszone abgesehen kennzeichnet seine Korngrößenzusammensetzung insgesamt ein deutliches Maximum in der Mki-Fraktion (48,3 %), gefolgt von einem hohen Fki-Anteil (27,1 %) bei fast fehlender Blockführung. Diskordant den älteren Sockelschotter schneidend, hebt sich der H6-Terrassenschotter in der Korngrößenzusammensetzung von letzterem durch seine insgesamt wesentlich stärkere Block- und Gki-führung mit deutlich niedrigeren uMki- und Fki-Anteilen ab. Die Diskordanzfläche selbst bildet eine ausgeprägte, grobkiesige Blockschotterlage mit bis zu 25 cm großen Blöcken durchsetzt von braunen Lehm- und dunkelbraunen, z.T. schwarzgrauen Humusschollen. Die 14C-Datierung eines dieser Blocklage auflagernden Wurzelstockes ergab ein Alter von 5570 ± 60 BP (Hv 13677). Er ist ebenso wie die Humusschollen als umgelagert einzustufen. Im vorliegenden Profil über der Blocklage, in anderen Bereichen der Aufschlußwand sich mit ihr verzahnend folgt ein bis 40 cm mächtiger Skelettschotter mit vereinzelten, blockführenden (max. 17 cm ϕ) Gki-Lagen. Bei den Einzelkurven der Schotterfraktionierung äußert sich die Diskordanz in einem sprunghaften Anstieg der Fraktionen > 20 mm und einem starken Rückgang des Mki- und Fki-Anteiles. Der Matrixgehalt nimmt ebenfalls ab und erreicht im Skelettschotterhorizont mit 4,6 % sein absolutes Minimum. Das hangende, kiesige H6-Flußbettsediment wird durch den mehrfachen Wechsel von vorherrschend blockführenden, mittelkiesigen Gki- und grobkiesigen Mki-Lagen gekennzeichnet. Dabei treten vereinzelt blockführende Grobschotterlagen bis nahe der Schotteroberkante auf. Ein genereller Trend in Form einer zum Hangenden der Flußbettfazies sich abzeichnenden Kornverfeinerung ist weder im vorliegenden Profil festzustellen, noch konnte er in anderen Aufschlüssen auch jüngerer und älterer holozäner Terrassen beobachtet werden.

Neben der 14C-Datierung des oben genannten Wurzelstockes ergab die Datierung eines fossilen Eichenholzes, das aus einer innerhalb der H6-Terrassenfläche westlich von Mammingerschwaigen (Abb. 6) gelegenen, ehemaligen Kiesgrube als Lesefund geborgen werden konnte, ein 14C-Alter von 1775 ± 50 BP (Hv 14254) und ist daher ebenfalls als umgelagertes Holz anzusprechen. Während alle bisher vorliegenden Datierungen von subfossilen Holzfunden aus den älteren Terrassen den relativstratigraphisch, vor- und frühgeschichtlich sowie siedlungsgeschichtlich begründeten Altersvorstellungen entsprechen, sind beide Datierungen von Hölzern aus der spätmittelalterlichen/frühneuzeitlichen H6-Terrasse aufgrund ihres zu hohen Alters als umgelagert einzustufen. Starke rodungsbedingte Auflichtung der natürlichen flußnahen Auwaldvegetation im Spätmittelalter/Frühe Neuzeit können als Ursache dafür angesehen werden, daß der Anteil umgelagerter Hölzer am gesamten Ranneninventar stark überrepräsentiert erscheint und daher die Wahrscheinlichkeit des Fundes eines nicht umgelagerten fossilen Holzes wesentlich geringer ist. Allein von HOFMANN (1973: 80) liegt aus dessen "Dichtl-Stufe" die Datierung eines Pappelstumpfes aus der inzwischen rekultivierten Kiesgrube nördlich von Gretlsmühle bei Landshut vor mit einem 14C-Alter von 310 ± 50 BP bzw. 1470 – 1640 n. Chr. (cal. nach STUIVER & BECKER 1986). Da HOFMANNs "Dichtl-Stufe" von ihrer morphologischen Lage im Talgrund, ihren Bodenbildungen und der Führung zahlreicher Ziegelbrocken der H6-Terrasse entspricht, gibt diese Datierung einen ersten absoluten Altershinweis. Einen Altershinweis post quem liefert ein Plan über den Verlauf der Mühlbäche zwischen Wörth und Lichtensee, der 1769 von C. Riedl (BHStA München, Plansammlung 18674 Nr. 6005) aufgenommen wurde. Bereits zu diesem Zeitpunkt hatte die Isar den H6-Mäanderbogen zwischen beiden Orten verlassen, so daß die H6-Terrassenfläche als "Wörder Gmain Au" und "Lichtenseer Wismath" in den landwirtschaftlichen Nutzungsraum beider Gemeinden einbezogen worden war.

Tab. 14: Profil "Schotterkörperaufbau der H6–Terrasse der Isar mit älterem holozänen Sockelschotter" (Profilbeschreibung in SCHELLMANN 1988: Tab. 19)





Jünger als die Ausbildung der früh-/hochmittelalterlichen H5-Terrasse fällt daher die H6-Terrassenbildung in den Zeitraum Spätmittelalter/Frühe Neuzeit.

2.3.3.5. H7 - Terrasse

Sie stellt die jüngste, subrezente Terrassenstufe der Isar dar. Von den älteren Ablagerungen mit einer deutlichen Geländestufe abgesetzt, begleitet sie den heute begradigten, mit Hochwasserschutzdämmen und Staustufen versehenen, kanalartigen Isarlauf in durchschnittlich 750 - 1000 m Breite. Sie baut sich aus zwei verschiedenen Teilflächen auf, die - durch eine deutliche Geländestufe getrennt - sich in ihrem morphologischen Erscheinungsbild, ihren Bodenbildungen und ihrer Vegetationsbedeckung unterscheiden:

- einen flußnahen, fast vollständig mit Auwald bestandenen, von zahlreichen Altwasserarmen durchzogenen und von Aurinnen intensiv reliefierten Bereich und
- einen externen, meist kleinflächig erhaltenen Saum einzelner älterer, großteils ackerbaulich genutzter Mäandergenerationen, die vor allem mit Hilfe morphologischer Kriterien von der H6-Terrasse abgrenzbar sind.

Der **flußnahe Bereich** umfaßt die jüngste, subrezente Umlagerungszone der Isar. In ihr floß sie - wiederholt ihren Lauf verlegend - mit z.T. weit ausgreifenden Mäanderbögen und verzweigten Nebenarmen (SCHELLMANN 1988: Beilage 4, 5) bis zu ihrer Begradigung und Lauffestlegung, die in den Kartierabschnitten im Zeitraum 1885 - 1905 (nach Akten des WWA Landshut im: StAA Landshut, Rep. 180) durchgeführt wurde. Daher kennzeichnen ihn zahlreiche Überreste des ehemaligen Flußlaufes und seiner Nebenarme, eine äußerst intensive Aurinnengliederung sowie der kleinräumige Wechsel von grobklastischer Flußbettfazies und feinklastischen Auensedimenten mit bräunlichgrauen, sehr schwach humosen, initialen Bodenbildungen als Auenrohböden.

Über den Aufbau des Schotterkörpers liegt von WEINIG (1972: 16) die Beschreibung eines Uferabbruches am rechten Isarufer unterhalb der Brücke von Dingolfing vor. Der 4,5 m hohe und ca. 20 m lange Uferabbruch zeigte nach ihm einen Schichtwechsel von Mki- und Gki-Lagen mit sandigen Linsen und steinigen Grobschottern (bis 20 cm Durchmesser), die nach WEINIG insgesamt das Bild einer unruhigen fluviatilen Sedimentation widerspiegeln. BATSCHE (1957: Abb. 8) beschreibt in einem Querprofil durch die Baugrube der Staustufe Dingolfing (Flußkilometer 46,3) alte Uferverhaue, die nahe dem heutigen Isarlauf 5 - 10 m tief im Isarkies unmittelbar den liegenden, feinklastischen Süßwasserschichten aufliegen. Ebenso weist WEINIG (1972: 15) auf alte Faschinenverhaue hin, die in den Baugruben der Staustufen Niederaichbach und Dingolfing in einer Tiefe von 4 bzw. 7 m unmittelbar der Tertiärsohle aufliegen.

Vorwiegend zum nördlichen Talboden hin, schließen sich an den flußnahen Bereich **ältere Mäandergenerationen** an, die sich morphologisch sowohl von den jüngeren Mäandergenerationen der H7- als auch von den nächstälteren der H6-Terrasse durch eine deutliche Geländestufe und durch ihre interne Oberflächengliederung absetzen. Stärker als die H6-Terrasse von kräftiger ausgebildeten Aurinnen durchzogen, häufig von mehr als 1,2 m mächtigen Auenmergeln mit auflagernder Schotterstreu bedeckt, gleichen sie ihr jedoch bodenkundlich in Form durchschnittlich 20 cm mächtiger, hellbraungrauer Auenpararendzinen. Wie die sich gegenseitig schneidenden Mäanderbögen im Raum Niederaichbach, Wörth - Lichtensee, Gottfriedingerschwaige, Mammingerschwaige zeigen (Abb. 5 u. 6), baut sich dieser Bereich aus mindestens zwei Mäandergenerationen auf. Die jüngere der beiden Generationen westlich von Lichtensee war kurzfristig vom Kiesabbau der Ksg. "Isarkies" im nahtrinnennahen Bereich zur H6-Terrasse bis zum Grundwasserspiegel aufgeschlossen. In naher Lage zum externen Mäanderbogen, rd. 2 m unter Flur fanden sich in einer sandstreifigen Lage des insgesamt großbogig schräggeschichteten Schotterkörpers zwei nesterartige Anhäufungen der Flußmuschel "*Dreissena polymorpha*", deren Auftreten das neuzeitliche Alter des Schotterkörpers belegt (SCHELLMANN 1988: 100).

Mit Hilfe alter Flurkarten (Denkmalpflegeamt Landshut) und Flußverlaufsplänen des WWA Landshut ist es möglich, die Flußlaufveränderungen der Isar seit Anfang des 18. Jh. bzw. zahlreiche der im Gelände auskartierten Mäanderaußenbögen auf wenige Jahre genau zu datieren (Abb. 5 u. 6: eingetragene Jahreszahlen). Es zeigt sich, daß alle erhaltenen Mäanderbögen des flußnahen Bereiches erst nach 1810 von der Isar gebildet worden sind bzw. der H7-Terrassenkörper in diesem flußnahen

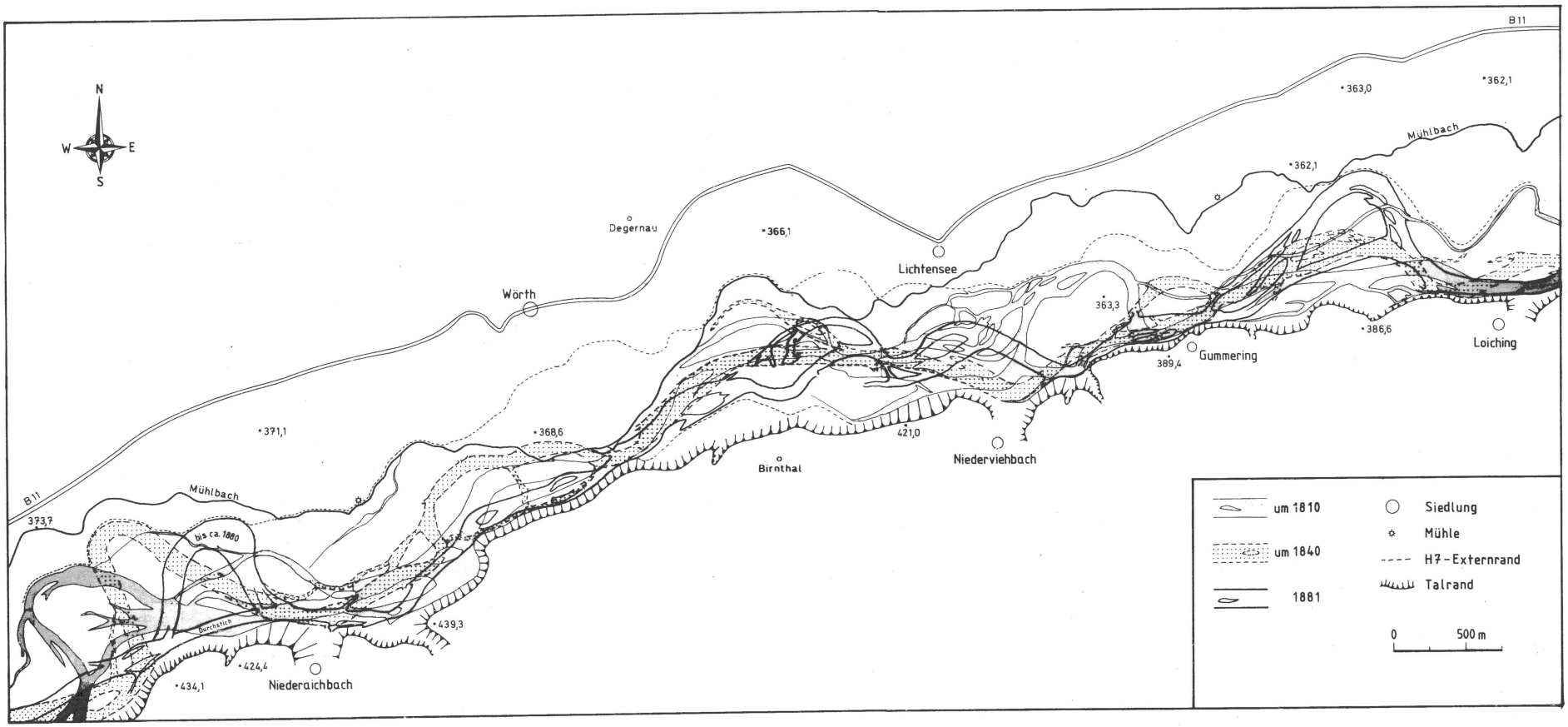


Abb. 9: Flußlaufverlagerungen der Isar im 19. Jh. im Raum Niederaichbach – Loiching (Quellenverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Anhang)

Bereich im wesentlichen im Zeitraum 1810 – 1905 abgelagert wurde. Inwieweit innerhalb dieses Zeitraumes Phasen verstärkter oder abgeschwächter Umlagerungstätigkeit stattfanden, kann aufgrund der doch relativ großen Zeitintervalle zwischen den einzelnen Flußlaufsituationen nicht abgelesen werden. Die großen Mäanderbögen bei Niederaichbach (Abb. 9) zeigen jedoch, daß die Isar im Zeitraum 1810 – 1881 vom Mäanderdurchbruch bis zur Ausbildung eines neuen großen Mäanderbogens maximal 30 – 40 Jahre benötigte. Demgegenüber wanderte der große Mäanderbogen, der sich zwischen 1840 bis 1881 unterhalb von Gummering ausgebildet hatte, bis 1899 zwar rund 100 m talabwärts, blieb jedoch bis zu seinem Durchstich im Jahr 1899 ein aktiver Flußbogen. Zur Altersstellung des flußferneren, externen H7-Terrassenbereiches ist nachweisbar ein Mindestalter von vor 1810 bzw. 1801 (SCHELLMANN 1988) anzusetzen. Da dieser Bereich wenigstens zwei Mäandergenerationen umfaßt, ergibt sich bei Zugrundelegung eines Alters von 30 Jahren für die Ausbildung einer Mäandergenerationen der Isar eine geschätzte Erstanlage dieser Terrassenbereiche in etwa um die Mitte des 18. Jh., wobei ein um mehrere Jahrzehnte höheres Alter wahrscheinlicher sein dürfte. Dem entspricht auch die Datierung des H6-Mäanderbogens zwischen Wörth und Lichtensee, der – wie oben dargestellt (Kap. 2.3.3.4.) – 1769 bereits in die Wirtschaftsfläche der beiden angrenzenden Siedlungen einbezogen war.

2.4. Die Talentwicklung seit der vorletzten Kaltzeit

Den Rahmen des jungquartären Isartalgrundes bilden innerhalb weiter Talstrecken des Kastentalbereiches zwischen Landshut und Großköllnbach klastische Lockersedimente der oberen Süßwassermolasse, wobei – talabwärts – unterhalb von Dingolfing zunehmend fluviatile Ablagerungen des älteren Pleistozäns als höhere Talhangterrassen und hochgelegene Hochschotterniveaus in schmalen Leisten relikthaft erhalten sind. Von den würmzeitlichen Schmelzwässern der Isar fast vollständig ausgeräumt, sind allein am nördlichen Talgrundrand im talabwärtigen Leeschatten des einmündenden Pfettrachtales – im Raum Altdorf – Unterwattenbach – **präwürmzeitliche**, vermutlich vorletztkaltzeitliche (Riß-Kaltzeit) **Sedimente** als lößbedeckte weitflächige Hochterrassenflur mit vorgelagertem, ebenfalls lößbedeckten Übergangsterrassenzug erhalten. Unbekannt ist, inwieweit präwürmzeitliche Ablagerungen auch im Untergrund des jungquartären Talbodens erhalten sind. Zumindest die subatlantischen H5- bis H7-Terrassen lagern entweder in Rinnen eingelagerten älteren holozänen Sockelschottern oder unmittelbar dem präquartären, miozänen Anstehenden auf (Abb. 10). Erst unterhalb von Großköllnbach bilden bis zur Isarmündung hin, d.h. mit der Öffnung des Isartales zur Beckenlandschaft der Donau – dem Dungau –, mittelpleistozäne Ablagerungen von Isar und Donau (Hochterrassen und Übergangsterrasse) die nördliche (Abb. 15) und alt- bis mittelpleistozäne Terrassenbildungen weitgehend als Schüttungen der Donau (Jüngere Deckenschotter, Hochterrassen und Übergangsterrasse) die südliche Talumrahmung des Isartalgrundes.

Dokumente jungquartärer Talgeschichte der unteren Isar bilden drei **würmzeitliche** und sieben **holozäne Terrassenstufen** (Abb. 10), die den durchschnittlich 4,5 km breiten Isartalboden in unterschiedlich großen Flächenanteilen aufbauen. Sie lassen sich **geologisch und sedimentologisch** betrachtet zu zwei großen Terrasseneinheiten zusammenfassen:

a) dem aus drei Einzelterrassen – NT1 bis NT3 – zusammengesetzten, von einem breitbettigen, vielarmigen Isarlauf (braided river) abgelagerten, vertikal aufgehöhten (V-Terrassentyp), ehemals weite Bereiche des Talgrundes einnehmenden würmzeitlichen Niederterrassenkomplex.
b) dem aus sieben Einzelterrassen – H1 bis H7 – aufgebauten, mäandergeformten, lateral gewachsenen – L-Terrassentyp – holozänen Auenterrassenkomplex.

Den morphologisch-geologischen Übergang zwischen diesen beiden, den Isartalgrund aufbauenden großen jungquartären Terrassenkomplexen und den mindestens vorletztkaltzeitlichen Hochterrassen bildet in einzelnen Talabschnitten eine weitere, bereits lößbedeckte Terrasse – die sog. "**Übergangsterrasse**". Als das jüngste erhaltene, prä-NT1-Akkumulationsrelikt ist sie von ihrem Schotterfaziestyp als V-Terrasse unter kaltzeitlichen Klimabedingungen aufgeschüttet worden. Zeitlich dürfte sie aufgrund ihrer bereits mittelwürmzeitlichen, evtl. frühwürmzeitlichen Lößüberdeckung bereits der vorletzten Kaltzeit angehören. Dabei

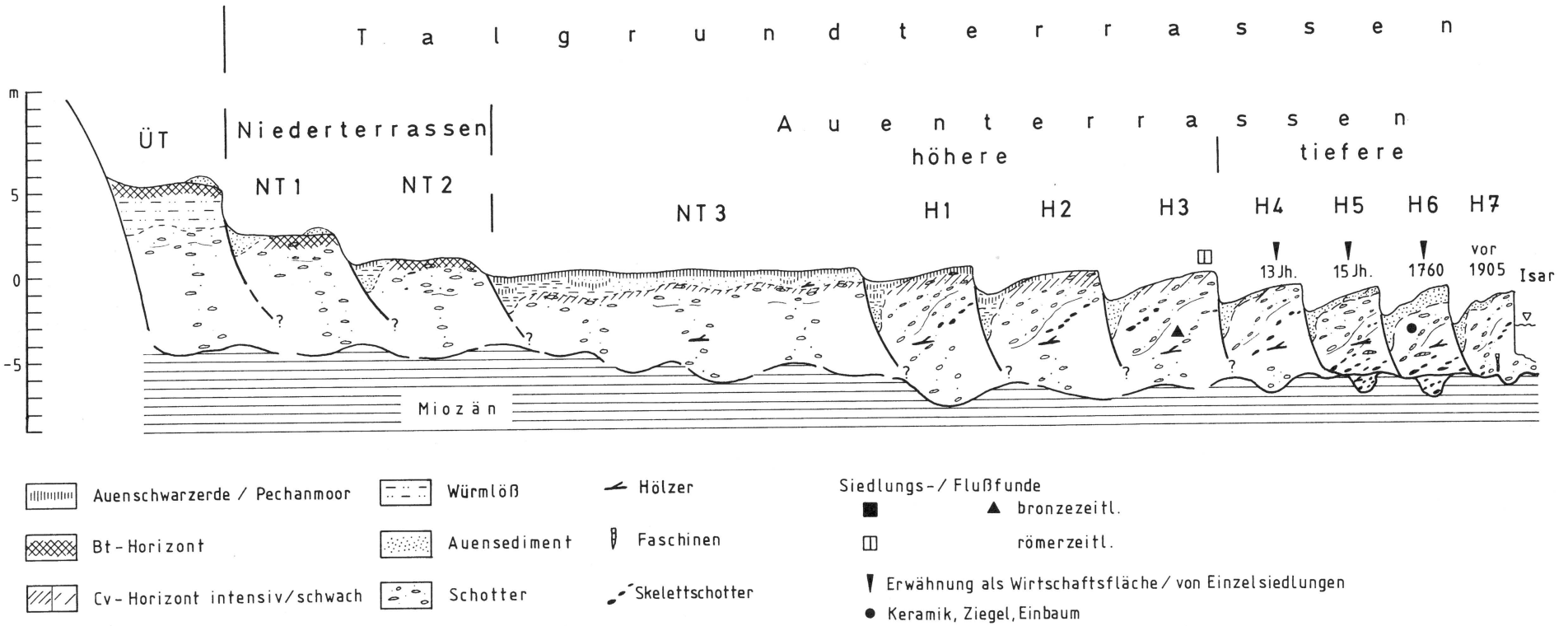


Abb. 10: Schema der jungquartären Terrassenabfolge im unteren Isartal

kann jedoch eine sehr frühe würmzeitliche Ausbildung evtl. im Zusammenhang mit einem von verschiedenen Alpenvorlandsbearbeitern angenommenen (u.a. WELTEN 1982: 107f.) kräftigen frühwürmzeitlichen, bis ins Alpenvorland reichenden Gletschervorstoß nicht ausgeschlossen werden.

Die Ausbildung der ältesten, lößfreien **NT1** ist in Analogie zu den mit den Jungendmoränen verknüpfbaren älteren Schotterflächen der Isar südlich von München – bekanntlich die klassische Hauptniederterrasse – in das Würmhochglazial zu stellen. Mit dem Rückschmelzen der Gletscher in die Alpentäler und dem dadurch kurzzeitig überaus großen Wasserangebot ist der Umbruch von der NT1 zur **NT2** anzusetzten. Ein weiterer, spätglazialer Einschnitt mit dem Umbruch von der NT2 zur **NT3** dürfte ursächlich im Zusammenhang stehen mit der kräftigen Wiedererwärmung, dem Rückschmelzen der Alpengletscher auf postglaziale Gletscherstände und die einsetzende flächenhafte Waldausbreitung zu Beginn des Bölling-Interstadials. Kälterückschläge innerhalb der Ältesten Tundrenzeit – manifestiert in entsprechenden spätglazialen Gletschervorstössen – bewirkten innerhalb des NT2- und insbesondere während der Jüngeren Tundrenzeit innerhalb des NT3-Flußbettareals eine kräftige Aufschotterung im Isartalgrund. In der morphologischen Verbreitung der erhaltenen Niederterrassenflächen zeigt sich im Kastentalbereich zwischen Landshut und Großköllnbach mit den bereits von der NT2 fast vollständig ausgeräumten NT1-Terrassenflächen, dagegen der in weiten Talbereichen wenn auch lediglich als schmale nördliche Talrandleiste erhaltenen NT2-Terrassenflächen eine flächenmäßig geringer ausgreifende NT3-Seitenerosionsdynamik. Da jedoch aus dem unteren Isartal bisher keine Befunde bzgl. des Basisverhaltens der einzelnen Niederterrassen vorliegen, bleibt die Frage offen, inwieweit es sich hierbei um eine allgemein verringerte NT3-Erosionskraft handelt, oder ob die Einengung der NT3-Schmelzwässer auf einen kleineren Talraum Ausdruck einer verringerten Seitenerosionsdynamik ist, die evtl. von einer entsprechend größeren Tiefenerosionsleistung und infolgedessen einer entsprechend tieferliegenden Erosionsbasis kompensiert wurde.

Mit Ausgang des Spätglazials findet im Isartal der große flußdynamische Umbruch statt vom breitbettigen, vorwiegend vertikal akkumulierenden, vielarmigen Flußbett zum schmalbettigen, lateral umlagernden, mäandrierenden, häufiger in Haupt- und Nebenarme verzweigten Isarlauf. Im nachfolgenden, das gesamte Holozän bis zur ihrer Lauffestlegung seit Mitte des 19. Jh. umfassenden Zeitraum wurden von der Isar mit der seitlichen Mäanderverlagerung ihres Hauptstromstriches innerhalb von sieben großen Perioden unter zunehmender Einengung ihrer Umlagerungszone zur südlichen Talumrahmung hin sieben eigenständige Terrassenkörper – **H1- bis H7-Terrasse** – geschaffen. Dabei stehen drei altholozänen Terrassen – H1- bis H3-Terrasse – mit weit zur Talmitte hin ausholenden Mäanderbögen vier subatlantische Terrassenbildungen gegenüber, die auf einen schmalen, 1 – 2 km breiten südlichen Talraum zusammengedrängt sind und mit höherem Alter zunehmend relikthafter erhalten, den heutigen begradigten Isarlauf begleiten. Ihre absolute Altereinstufung stützt sich als terminus ab quo auf aus ihren jeweiligen Sedimentkörpern geborgene vor- und frühgeschichtliche Flußfunde sowie subfossile Holzfunddatierungen. Zudem bilden innerhalb der jungholozänen Terrassenstufen siedlungsgeschichtliche Quellen und historische Karten (H7-Terrasse) als weitere absolute Altershinweise einen terminus post quem (Tab. 15). Auf der Grundlage der vorliegenden Altersbelege ist es zwar möglich, den Gesamtzeitraum der Terrassenbildung – d.h. die Umlagerungsperiode – einzugrenzen, aber es ist keinesfalls möglich, innerhalb der einzelnen Terrassenstufen auftretende Phasen verstärkter und abgeschwächter Umlagerungstätigkeit der Isar abzuleiten, wie sie z.B. von BECKER (1982: Abb. 18) – wenn auch im allgemeinen ohne stratigraphische Verknüpfung (mit stratigraphischer Verknüpfung z.B. für den Main von SCHIRMER 1983) – auf der Grundlage einer umfangreichen Rannenstatistik an mehreren mitteleuropäischen Flüssen für das postatlantische Holozän nachgewiesen wurde. Auf zwei längere Stabilitätszeiten im Isartalgrund mit verringerter Hochfluttätigkeit und zumindest jahreszeitlich tieferliegendem Talgrundwasserspiegel weisen zwei im Randsenkenbereich der NT3 und im Nahtrinnenbereich der H1-Terrasse auftretende, durch Niedermoortorfe oder Hochflutsedimente getrennte Pechanmoorbildungen hin. Dabei ist die Bodenbildungszeit des älteren Pechanmoores I als nach Aufschotterung der H1- und vor Ausbildung der H3-Terrasse in das ältere Atlantikum einzustufen, und das jüngere Pechanmoor II ist nach Ausbildung der H2- und vor Aufschotterung der H4-Terrasse in das ältere Subboreal zu stellen (Tab. 15).

Tab. 15: Stratigraphische Übersicht zur jungquartären Talgeschichte an der unteren Isar

^{14}C-Jahre vor 1950		Kulturen	Terrassen	Bodentypologische Kennzeichen	Altersbelege ab quo	Altersbelege post quem
0	Subatlantikum	Neuzeit	H7	hbrgr Auenparar., Auenrohböden	Mitte 18. Jh. – Regulierung	
		Mittelalter	H6	brgr Auenpararendzinen	310 ± 50 BP *	vor 1769
1000			H5	grbr Auenpararendzinen initialer Cv-Horizont	nachrömisch 1505 ± 65 BP * 500 n. Chr.	1428 # 1580 # 16. Jh. #
		Römerzeit	H4	verbraunte Auenpararendzinen dgrbr Auenrendzinen	1775 ± 60 BP 350 v. Chr.	13. Jh. # 1558 # 1580 #
2000		Eisenzeit				
	Subboreal	Urnenfelderzeit	H3	humusreiche Auenrendzinen mit schwach entwickeltem Schotteranwitterungshorizont II	bronzezeitl. Flußfunde	Römerstraße
3000		Bronzezeit				
4000		Endneol.				
		Jungneolithikum	Pechanmoor II			
5000	Atlantikum	Mittelneolithikum	H2	humusreiche Auenrendzinen mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont I 1 Pechanmoor	4150 v. Chr. 4190 v. Chr. 5590 ± 105 5595 ± 105 BP	
6000		Altneol.				
7000		Mesolithikum	Pechanmoor I			
8000	Boreal		H1	humusreiche Auenrendzinen Auenschwarzerden mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont I 2 Pechanmoore	8400 ± 80 9080 ± 90 5 x 9200 BP ---?--- 9620 ± 90 BP	
9000	Präboreal					
10000					?	
		J. Tz.	End-Pal.			
		Alleröd		NT3	Auslaufen d. spätglaz. Wolfratshausener Sees	Hochwasserrinnen der H1-Terrasse
12000		Ä. Tz.		humusreiche Auenpararendzinen auf altholoz. Hochflutsedimenten 2 Pechanmoore Schotteranwitterungshorizont I kolluv. Braunerden auf Talrandspülzungen		
13000		Böllinq				
		Älteste Tz.	Jungpaläolithikum	NT2	Parabraunerden außerhalb des Engtalbereiches; semiterrestr. Bodenbild. infolge hochlieg. Talrand-Grundwasser im Engtalbereich	
18000	Würm Hochglazial			NT1	Parabraunerden würmlößfrei	spätglaziale Flugsandablagerungen

* ^{14}C-Alter aus: HOFMANN (1971) # Siedlungsgründungen

Die fluviatilen Sedimentkörper der holozänen Terrassen bauen sich – wie innerhalb der H5 bis H7–Terrassen vollständig aufgeschlossen – aus einer liegenden block– und skelettschotterreichen Basalfazies und einer hangenden großbogig schräggeschichteten, kiesigen Flußbettfazies auf. Den Abschluß bilden – in ihrer unterschiedlichen Mächtigkeit und wechselnden Verbreitung terrassenspezifische Charakteristika darstellend (s.u.) – vorwiegend sandige bis schluffige Auensedimente. Sie wurden nach Verlassen des fluviatilen Akkumulationsniveaus bei der Hochwasserüberformung der Auenoberfläche abgelagert. Innerhalb von tieferen, flußexponierten Rinnenpositionen treten an deren Basis z.T. auch kiesige Rinnenfüllungen auf, die mit zunehmender Verfüllung in vergleyte, schluffig–sandige Auenmergel übergehen. Dabei bilden insbesondere innerhalb der altholozänen Terrassenflächen Stillwassersedimente mit Torfen und Anmooren häufiger den Abschluß der Rinnensedimentation.

Während die **jungquartäre Talfüllung** des Isartales geologisch–sedimentologisch betrachtet aus zwei großen Terrassenkomplexen – drei würmzeitlichen, vertikal aufgehöhten Niederterrassen einerseits und sieben holozänen L–Terrassen andererseits – aufgebaut ist, bilden sie von ihrem **morphologischen** und **pedologischen** Erscheinungsbild her drei große Terrasseneinheiten, die oberhalb von Niederpöring infolge ihrer annähernd flußparallelen Anordnung eine N–S–orientierte landschaftliche Zonierung des Isartales hervorrufen:

a) die hochwasserfreien **Niederterrassen** im morphologischen Sinne mit der ca. 2 – 2,5 m ü. NT3–Niveau sich erhebenden NT1 und der 1 m ü. NT3 hohen NT2.
Im Engtalbereich von den ihrer Ausbildung nachfolgenden spätglazialen Schmelzwässern der NT3 fast vollständig ausgeräumt, überragen sie am nördlichen Isartalgrund oberhalb und unterhalb von Plattling als weitflächige Terrassenfluren das Auenniveau des Isartales und bilden als "Plattlinger Randterrasse" eine eigene naturräumliche Einheit (hierzu s. CZAIKA & KLINK 1967). Aufgrund ihrer morphologisch hohen Lage – außerhalb holozäner Hochflutbeeinflussung gelegen und sich ca. 0,7 – 2 m oberhalb des Talgrundwasserspiegels erhebend – konnten sich auf ihren Terrassenoberflächen im Laufe des Holozäns als weit verbreitete Maximalbodenbildungen rötlichbraune Schotterparabraunerden entwickeln (zur Altersstellung rubefizierter Parabraunerden: Kap. 3.3.1.1.). Lediglich im Engtalbereich wurde die Bodenentwicklung auf den als schmale nördliche Talrandleiste erhaltenen NT2–Terrassenflächen durch den hochstehenden Talrand–Grundwasserspiegel stark gehemmt. Daher sind dort stärker semiterrestrisch beeinflußte Böden in Form von Niedermooren in Tiefpositionen bis hin zu Auenbraunerden in Hochpositionen ausgebildet.

b) die im Laufe des Jungholozäns weitgehend hochwasserfreien **höheren Auenterrassen** mit der weitflächig erhaltenen, sich im Talquerschnitt fast horizontal erstreckenden, spätglazialen NT3 und den drei zum südlichen Talrand hin angrenzenden lateral gewachsenen, mäandergeformten und im Talquerschnitt von den tiefergelegenen Nahtrinnen zu den zentralen Terrassenbereichen aufsteigenden, altholozänen H1– bis H3–Terrassen.
Da die NT3 und H1–Terrasse ein in etwa gleich hohes fluviatiles Aufschüttungsniveau einnehmen, wird die NT3 weitflächig von H1–zeitlichen, d.h. präborealen/borealen Hochflutsedimenten überdeckt. Die H1– bis H3–Terrassen nehmen dagegen jeweils um Dezimeterbeträge tieferliegende Oberflächenniveaus ein. In weiten Terrassenbereichen nicht nur außerhalb der jungholozänen Hochflutsedimentation gelegen, sondern auch von der ihrer Ausbildung jeweils nachfolgenden altholozänen Hochwasserüberformung und ihren Auensedimentablagerungen nur geringfügig erfaßt, bildet ihr jeweiliges fluviatiles Aufschüttungsniveau als kiesige Flußbettfazies mit allgemein geringfügiger Auenmergelbedeckung unmittelbar das heutige Oberflächenniveau. Die alle höheren Auenterrassen kennzeichnenden hohen Humusgehalte der Auenpararendzinen bzw. Auenrendzinen sind als Folge eines durch langanhaltend hochstehenden Grundwasserspiegel bei hohen Karbonatgehalten im Ausgangsubstrat bedingten, stark verringerten Humusabbaues anzusehen. Dabei stellen die auf der NT3 und H1–Terrasse weit verbreiteten, auf der H2–Terrasse zumindest im Nahtrinnenbereich erhaltenen Pechanmoore – einschließlich der auf der H1–Terrasse auftretenden, genetisch verwandten Auenschwarzerden – Reliktböden atlantischer und subborealer Bodenentwicklung dar. Die innerhalb von vermoorten Rinnenpositionen auf der NT3 und H1–Terrasse auftretenden, das Niedermoorwachstum unterbrechenden beiden Pechanmoorbildungen weisen zudem auf zwei Hauptakzentuie–

rungen ihrer Bodenausbildung bei kräftig verringerter Hochfluttätigkeit und zumindest jahreszeitlich tieferliegendem Grundwasserspiegel im älteren Atlantikum und im älteren Subboreal hin. Erst das mit Rückzug der Isar auf das tiefere jungholozäne Auenterrassenniveau im Bereich der altholozänen Terrassen erfolgte Absinken des Talgrundwasserspiegels ermöglichte dort eine stärker terrestrisch geprägte Auenbodenentwicklung. Sie führte bis heute – neben Kalkauswaschung, Humusabbau und beginnender Verbraunung im humosen Oberboden – auf den beiden älteren H1– und H2–Terrassen zur Ausbildung eines kräftig ausgeprägten Schotteranwitterungshorizontes I, sowie auf der jüngeren subborealen H3–Terrasse zur Ausbildung eines schwach entwickelten Schotteranwitterungshorizontes II. Infolge der bis heute hohen Lage des Grundwasserspiegels innerhalb weiter Bereiche der NT3–Terrassenflächen bilden dort humusreiche Auenpararendzinen meist mit liegendem Pechanmoorsaum auf vergleyten präborealen/borealen Hochflutsedimenten die maximale Bodenentwicklung. Der im Liegenden der Hochflutsedimente häufig ausgebildete, durchschnittlich 2 dcm mächtige Schotteranwitterungshorizont stellt weitgehend eine in kurzem Zeitraum parallel zur Hochwasserüberformung stattfindende Verwitterungsbildung des Präboreals/Boreals dar.

c) die bis zur jüngsten Isarregulierung mit dem Bau von Hochwasserschutzdämmen und Staustufen selbst in ihren höchstgelegenen Terrassenbereichen im extremen Hochwasserüberflutungsbereich gelegenen, jungholozänen **tieferen Auenterrassenstufen** – H4– bis H7–Terrasse –, die den begradigten, am südlichen Talrand gelegenen Isarlauf in ca. 1 – 2 km Breite begleiten.
Neben ihrer flußnahen, morphologisch tieferen Lage im Talgrund und ihren dadurch bedingten, ehemals (vor der Kanalisierung der Isar im 20. Jh.) episodischen (H4–Terrasse), periodischen (H5–, H6–Terrasse) bis annuellen (H7–Terrasse) Hochwasserüberformungen ihrer Oberflächen heben sie sich von den älteren Terrassen durch ihre frische Morphologie mit zahlreichen, gut erhaltenen Aurinnen bis hin zu Altwasserarmen ehemaliger Flußläufe innerhalb der H7–Terrassenflächen deutlich ab. Seit ihrer Ausbildung im Hochwasserüberflutungsbereich der Isar gelegen bilden meist flächenhaft verbreitete, mächtige feinklastische Hochflutsedimente die heutige Terrassenoberfläche. Dabei weisen die am höchsten sich erhebenden H4–Terrassenflächen häufig eine geringe bis fehlende Überdeckung auf. Sie erreicht innerhalb der H5–Terrassenflächen ihr Maximum, um mit der Abnahme der die Terrassenoberfläche überprägenden Anzahl an bisherigen Hochwasserereignissen zu den beiden jüngsten, spätmittelalterlich/neuzeitlichen Terrassenbildungen hin sowohl in ihrer flächenhaften Ausbreitung als auch ihrer durchschnittlichen Mächtigkeit wiederum abzunehmen. Ihre Terrassenbasen liegen zumindest bei den H5– bis H7–Terrassen in weiten Bereichen unmittelbar dem präquartären Sohlgestein auf. Entsprechend dem jungen Bildungsalter dieser flußnahen Zone der jüngeren Auenterrassen seit der Eisen–/ Römerzeit reicht auf ihren Terrassenoberflächen die maximale Bodenentwicklung lediglich zur Ausbildung schwach entwickelter brauner bis grauer Kalkauenböden. Mit zunehmenden Terrassenalter finden sich dabei auf den jüngsten Isaranlandungen des 19. Jh. lediglich graue Auenrohböden, auf der spätmittelalterlichen H6–Terrasse weitgehend durch die Sedimentfarbe geprägte braungraue Auenpararendzinen. Mit Zunahme der Verwitterungsbeeinflussung zu den älteren Terrassen hin treten im Unterbodenhorizont erste autochthone Verbraunungen auf: auf der früh– bis hochmittelalterlichen H5–Terrasse in Form initaler und auf der eisen–/römerzeitlichen H4–Terrasse als deutlich ausgeprägte Verbraunungshorizonte – Cv–Horizonte .

3. Jungquartäre Talgeschichte an der Donau im Raum Regensburg – Straubing – Bogen

Zur Gliederung des Talbodenbereiches wurden in diesem Talabschnitt zwei räumlich bewußt stärker ausgedehnte Kartierungen zum einen im Raum Regensburg – Pfatter (Abb. 15 u. 21) mit der Anbindung an die jungpleistozäne Terrassengliederung und zum anderen im Raum Straubing – Bogen (Abb. 22) durchgeführt. Ihre räumliche Lage orientierte sich vor allem an zwei Aspekten:

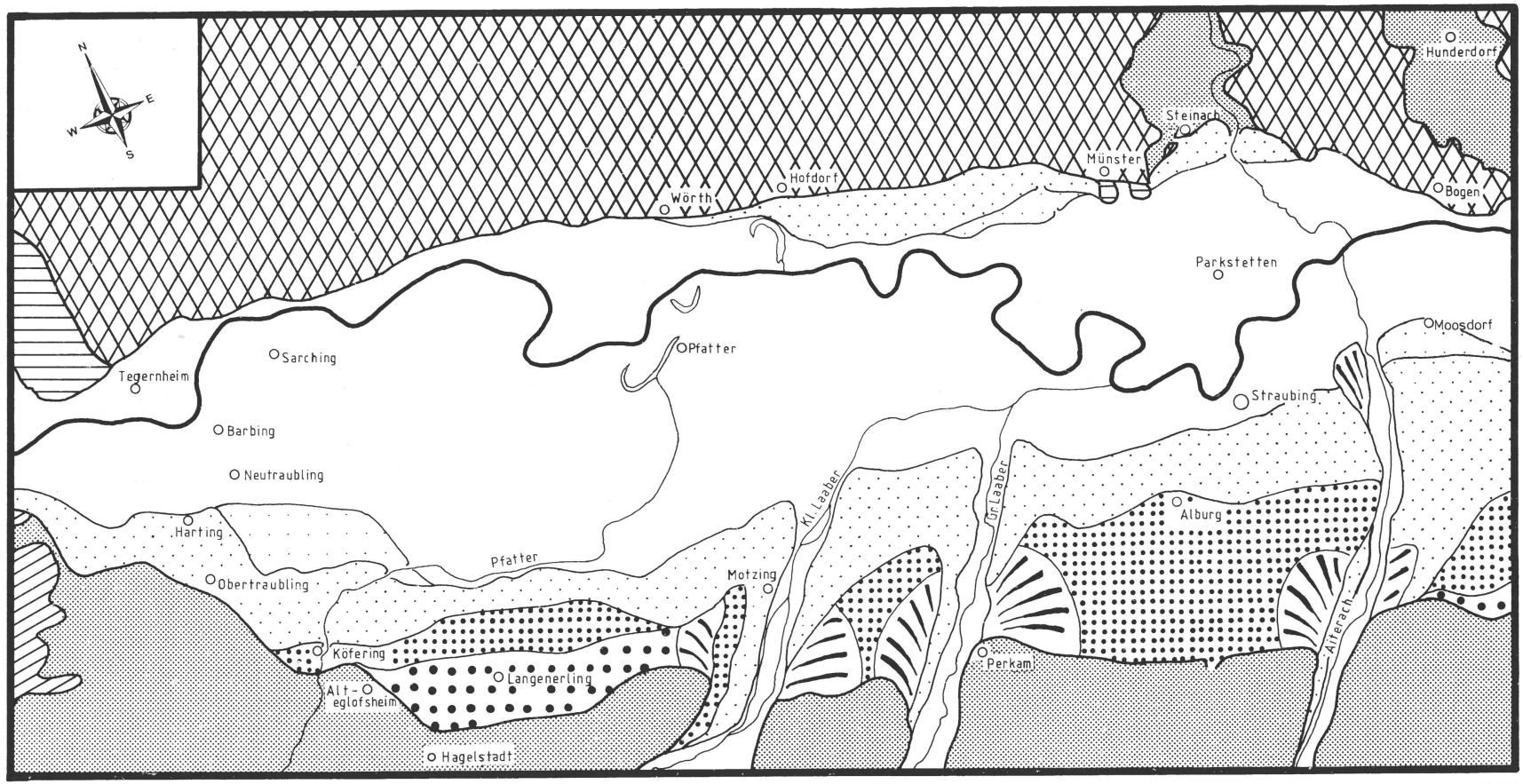
a) an der Möglichkeit der Erfassung aller vorhandenen holozänen Auenstufen innerhalb eines Talquerschnittes, um die Gesamtanzahl der Terrassen und ihre relative morphologisch-stratigraphische Altersdatierung abzusichern.
b) an dem Vorliegen entsprechender siedlungsgeschichtlicher oder vor- und frühgeschichtlicher Altershinweise, um absolute Altersdatierungen für einzelne Terrassenstufen zu erhalten.

3.1. Geologischer Rahmen

Mit dem Abtauchen der jurassisch-kretazischen Schichten der südlichen Frankenalb unter die tertiären Lockersedimente des Molassetroges öffnet sich unterhalb von Regensburg das Donautal zum Dungau bzw. Straubinger Becken. Unterhalb von Tegernheim folgt das Tal der geologischen Nahtstelle zwischen dem tertiären Molassebecken im Südwesten und dem moldanubischen Grundgebirge des Vorderen Bayerischen Waldes im Nordosten (Abb. 11). Beide geologischen Großeinheiten sind durch eine kräftige, herzynisch streichende Bruchzone dem Donaurandbruch gegeneinander abgesetzt. Wie die Ausbildung der Talquartärbasis in den bearbeiteten, meist flachgründigen Kernbohrungen (SCHELLMANN 1988: Anhang) unter Einbeziehung der geologischen Talquerschnittsprofile von HOMILIUS et al. (1983) zeigt, ist sie im Bereich Tegernheim – Bogen vermutlich nur wenige hundert Meter dem sichtbaren, über hundert Meter hohen Steilanstieg des Vorderen Bayerischen Waldes vorgelagert.

Im Bereich südlich des Donaurandbruches und östlich der Linie Tegernheim – Niedertraubling bilden – von vereinzelt auftretenden, kleinräumigen, störungsnahen Kreidehorsten (z. B. westlich von Pfatter, SCHELLMANN 1988: Beilage 7, 11) und dem abgescherten, isolierten Vorkommen von Weißjura bei Münster abgesehen – die vorwiegend tonig-mergeligen, braunkohleführenden Ablagerungen des mittleren bis oberen Miozäns das Liegende der quartären Talfüllung. In der schmalen Zone zwischen Donaurandbruch und Steilanstieg des Vorderen Bayerischen Waldes lagert dagegen das Donauquartär im wesentlichen auf kristallinen Gesteinen – vor allem Mylonite, Gneise, Granite –. Dabei greift das feinklastische Tertiär über die Störung hinweg und reicht bei Steinach und Hunderdorf buchtförmig in den Vorderen Bayerischen Wald hinein. Ebenso setzt es sich westlich der Linie Tegernheim – Obertraubling in den feinklastischen, braunkohleführenden Rinnenfüllungen des miozänen Urnaabsystems fort (Abb. u. Beschr. u. a. bei: KLÜPFEL 1923/24; TILLMANN 1964: 195ff.; BAYBERGER et al. 1969: 136ff.; SCHMIDT-KALER 1981: 80f.). Zwischen dem nördlichen Rand der Donauaue bei Tegernheim und der südwestlichen, aus Ablagerungen der Kreide mit diskordant auflagernden obermiozänen Feldspatsanden aufgebauten Talumrahmung bei Obertraubling bildet es so ebenfalls weitflächig das Liegende des Donauquartärs. Lediglich im Randbereich des ehemaligen miozänen Haupttalzuges südlich Harting sowie zwischen Donaurandbruch und Regensburg Osthafen unterlagern graugrüne bis gelbgraue Sandsteine (nach Bohrberichten) bzw. grobkörnige, grünlichgraue bis graugrüne, glaukonitführende Kalksandsteine (nach eigenen Beob. im BMW-Neubau südlich Harting) die fluviatilen Quartärablagerungen. In Anlehnung an die geologischen Kartierungen von OSCHMANN (1958) auf Blatt Abbach und BAYBERGER et al. (1969) auf Blatt Regensburg handelt es sich bei ihnen um den oberturonen "Großberger Sandstein". Nördlich des Donaurandbruches und westlich der eggisch streichenden, das Grundgebirge nach Westen begrenzenden Keilbergstörung bilden zwischen Schwabelweis und Tegernheim Malmkalksteine die nördliche Talumrahmung (Oberpfälzer Bruchschollenrand) und unterlagern die in diesem Raum erhaltene spätglaziale NT3 der Donau (ausführlich in SCHELLMANN 1988: Beilage, 7, 9, 10, 11).

Mit der flächenhaften Ausbreitung der aus dem Bayerischen Wald nach Südwesten geschütteten, fluviatilen Feldspatsande endete die Molassesedimentation (Tab. 4). Im Zuge einer allgemeinen Heraushebung Süddeutschlands kehrte sich an der Wende Pannon/Pont (neue Gliederung!) die Entwässerungsrichtung im Molassebecken um, und es entwickelte sich das nach Südosten zum Pannon-Becken hin orientierte Flußsystem der Donau (u. a.: TILLMANNS 1984: 159ff.; 1977: 99ff.; MACKENBACH 1984: 139ff.). **Älteste Donauablagerungen** stellen die im Raum Kelheim – Regensburg u. a. von OSCHMANN (1958: 144ff.), RUTTE (1962: 161ff.), BAYBERGER et al. (1969: 172ff.), TILLMANNS (1977: 89ff.) und WEBER (1978: 216ff.) beschriebenen Höhenhofer Schotter und verwandte Hoch-



(verändert nach: HOMILIUS et al. 1983)

kristallines Grundgebirge

Jura

Oberkreide

Tertiär, Ältestpleistozän
(Molasse und Hochschotter)

Ältere Deckenschotter
(40m - Niveau)

Jüngere Deckenschotter
(25m - Niveau)

Hochterrasse (ungegliedert)

Übergangsterrasse

Talgrundterrassen

0 10 km

Abb. 11: Geologische Übersichtskarte des Donautales im Raum Regensburg – Bogen

schottervorkommen dar (Tab. 5), deren Geröllkomponente sowohl eine Zulieferung aus dem Moldanubikum (u. a. Lydite) als auch aus dem Alpenraum (Radiolarite) belegen. In ihrer Höhenlage mit einer Unterkante zwischen 45 bis 120 Meter ü. Tal liegen sie tiefer als die höchsten obermiozänen Feldspatsandvorkommen. Von den deutlich tiefer liegenden, pleistozänen Vollschottern der Donau unterscheiden sie sich durch das Fehlen von Kalken und kalkführenden Geröllen (vgl. BAYBERGER et al. 1969: 177, 186ff.). Ihre zeitliche Stellung ergibt sich nach TILLMANNS (1984: 156ff; 1980: 200ff.; 1977: 95ff.) aus der Verbindung entsprechender Donauakkumulationen über das Altmühl-Donautal zur Schwäbischen Donau und den fluvioglazialen Schottern der Iller-Lech-Platte. Dort liegt die Basis des ältestpleistozänen, biberkaltzeitlich eingestuften Hochschotters ca. 70 m, die des älter als die Matuyama/Brunhes – Grenze, wahrscheinlich älter als der Jaramillo-Event einzustufenden Unteren Deckenschotters (MÜNZING & AKTAS 1987; TILLMANNS et al. 1986) ca. 45 m über der Donautalaue. Als Altersbegrenzung ergibt sich daher ein Bildungszeitraum nach Ablagerung der Feldspatsande, d.h. vom ausgehenden Miozän (neue Gliederung!) bis ins älteste Pleistozän vor der M/B – Grenze, eher vor dem Jaramillo-Event. Für alle tiefer gelegenen Schottervorkommen deutet sich damit eine Bildung in den letzten 900 000 Jahren an.

Älteste mit ihrer Basis ca. 25 m ü. Donau liegende **Deckenschottervorkommen**, die ein alpines Vollschotterspektrum besitzen, beschreiben OSCHMANN (1958: 151) und TILLMANNS (1977: 89, 96, 172) in 352 – 354 m ü. NN (ca. 27 – 29 m ü. MW) auf Blatt Abbach bei Piesenkofen und am Obertraublinger Sportplatz (Basis ca. 23 m ü. MW, SCHELLMANN 1988: 116). Ihre stark kalkgeröllführenden Schotter sind dort zu bis 1 m mächtigen Konglomeratbänken verfestigt. Donauaufwärts korrespondieren diese Ältesten Deckenschottervorkommen in der Höhenlage ihrer Schotterbasis und -oberkante mit entsprechend hochliegenden Schottervorkommen bei Sinzing – ebenfalls mit einer Schotterbasis bei ca. 25 m ü. Donau (beschr. b. OSCHMANN 1958: 151) und bei Herrnsaal mit einer Schotterbasis bei ca. 20 – 25 m ü. Tal und Schotteroberkante nach SCHÄFER (1966: 81) und BAUBERGER et al. (1969: 184ff.) bei ca. 28 m ü. Donau, nach RUTTE (1962: 163) bis auf 40 m ü. Donauspiegel hinaufreichend. Bei beiden Vorkommen handelt es sich um nagelfluhartig verkittete, kalkalpine Vollschotter und um die höchstgelegenen – bisher bekannten – Schottervorkommen mit kalkalpinem Vollschotterspektrum. Die nächsthöhere Schotterflur mit Unterkante bei 45 – 50 m ü. Donau zeigt im gesamten Kelheim – Regensburger Raum ein weitgehend kalkfreies Restschotterspektrum (BAYBERGER et al. 1969: 184ff.; RUTTE 1962: 162; WEBER 1978: 237f.). Zu gleichen Ergebnissen kommt auch TILLMANNS (1977) bei seinen Untersuchungen im Altmühltal, wonach die höchstgelegenen Vorkommen mit deutlicher kalkalpiner Geröllkomponente südlich Pfalzpaint, Bl. 7033 Titting (TILLMANNS 1977: Aufschluß 220 im Anhang) eine Verebnung in 30 – 45 m ü. Tal darstellen.

Eine nächsttiefere Talposition nehmen die von BRUNNACKER (1964; 1982; BRUNNACKER et al. 1976) in der inzwischen aufgelassenen **Ziegelei Strobel** – am Nordrand der Stadt Regensburg nächst der Ortschaft Kareth im Regental gelegen – nachgewiesene Stapelung fluviatiler Sedimente ein (Tab. 5). In ihnen konnte BRUNNACKER (1982: 22, Abb. 6) zum Hangenden hin einen mehrfachen Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachweisen, die er dem Jaramillo-Event (ca. 1,2 bis 0,9 Mio. Jahren v.h.) zuordnet. Im tieferen Bereich der die fluviatilen Ablagerungen diskordant überlagernden Lößdeckschichten wurde zudem die Matuyama/Brunhes-Grenze erfaßt. Die Basis der fluviatilen Ablagerungen liegt nach BRUNNACKER (1964 a: 154; 1982: Abb. 6) bei 342 m ü. NN – ca. 7 m oberhalb der Regenniederterrasse – und die Oberkante der fluviatilen Aufschüttung bei 365 m ü. NN – ca. 30 m oberhalb der Regenniederterrasse –, wobei BRUNNACKER et al. (1976: 372) ein ehemaliges Aufschüttungsniveau der fluviatilen Serie von 370 – 380 m ü. NN annehmen. Offen ist jedoch bis heute die Frage – wie sie bereits BRUNNACKER (1964: 156) äußert – über die Größenordnung einer eventuellen nachträglichen tektonischen Verstellung. Jedoch selbst bei Annahme einer Absenkung in der Größenordnung von mehr als 10 m bilden sie dennoch ein weiteres Indiz (s.o) über die talgrundnahe Lage der Donauerosionsbasis in diesem Raum bereits vor ca. 900 000 Jahren. BRUNNACKERs und TILLMANNs (BRUNNACKER et al 1982: 170; TILLMANNS 1980: 201f.) Postulat, daß die tiefe Lage der ältestpleistozänen Flußablagerungen innerhalb der Ziegelei Strobel Relikte einer altquartären Talverschüttung im Regensburger Raum darstellen, kann nicht gefolgt werden (SCHELLMANN 1988: 117f.). Vielmehr lassen sich die fluviatilen Ablagerungen in der Ziegelei Strobel auf der Grundlage der Tiefenlage ihrer Erosionsbasis und der Höhe ihres Aufschüttungsniveaus zwanglos in die bisher bekannte Donauterrassentreppe (Tab. 5) im Regensburger Raum einordnen.

Jünger als die Sedimente der Ziegelei Strobel, d.h. jünger als der Jaramillo-Event sind alle unterhalb von Regensburg großflächig verbreiteten altpleistozänen **älteren** (40m-Niveau) und **jüngeren** (25m-

Tab. 16: Terrassenkennwerte der höheren und tieferen Talhangterrassen im Donautal zwischen Regensburg und Straubing

Geol. Profile (nach Homilius et al. 1983 : Tafel 8)	Terrassen	morph. Erhebung [1] (m.ü.NN.)	(m/MW)	Schotteroberkante [2] (m.ü.NN)	(m./Mw)	Quartärbasis [3] (m.ü.NN)	(m./MW)
* Harting	**HT 3**	343	+17,5	339,5	+14	332 *	+6,5 *
	Hart. Sch.			334	+8,5	330,5 / * 328,5	+5/+3 *
	HT 1	339	+13,5	334	+8,5	321 *	-4,5 *
	ÜT	334	+ 8,5	333	+7,5	326 / * 324,5	+0,5/-1 *
P2/Moosham	**Ä. D.SCH.**	366	+42	344/346	+22/+24	330/333	+8/+11
	J. D.SCH.	349	+27	341	+19	326	+4
	HT	335	+13	330	+8	322,5	+0,5
P5/Motzing	**J. D.SCH.**	EXTERN: 349	+30,5	340	+21,5	327	+8,5
		INTERN: 346	+27,5	338	+19,5	324	+5,5
	HT	EXTERN: 336	+17,5	329	+10,5	319	+0,5
		INTERN: 330	+11,5				
P8/Alburg-W	**J. D.SCH.**	EXTERN.: 342	+27	336,5	+21,5	326,5	+11,5
		INTERN : 339	+24	334,5	+19,5	322	+7
	HT	335	+20	327/325	+12/+10	318/316	+3/+1
P9/Straubing	**J. D.SCH.**	342	+28,5	337	+23,5	324	+10,5
	HT	332	+18,5	327	+13,5	317	+3,5
* Hofdorf	**HT 2**	336	+17,5	328,5	+9,5	um 319	+1/-1 *
	HT 1	329	+10,5	325	+6,5	um 314	-4/-5 *
* Kirchroth	**HT 1**	330	+13	323,5	+6,5	313/312	-4/-5 *
	ÜT	324	+7	322,5	+5,5	wie HT 1	

* eigene Untersuchungen, ansonsten aus: Homilius et al. 1983: Tafel 8

[1] durchschnittliche morphologische Terrassenerhebung

[2] durchschnittlich höchste Schotteroberkantenlage (/ = bis)

[3] durchschnittlich tiefste Quartärbasis bzw. * Terrassenbasis (/ = bis)

Niveau) **Deckenschotter** einzustufen. Nach Kartierungen von BRUNNACKER (1956), LEGER (1965), WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983) bilden sie zwei deutlich ausgebildete, lößbedeckte höhere Talhangterrassenflächen in ca. 40 m und ca. 25 m Höhe über dem Auenniveau bzw. ca. 35 m und ca. 20 m über der NT1 der Donau. Während das 40m-Terrassenniveau lediglich südöstlich von Köfering als gegen das südliche Tertiärhügelland vorspringende Verebnung, die durch den Langenerlinger Bach zertalt wird, erhalten ist, setzt das 25m-Terrassenniveau bei Köfering als schmale Terrassenleiste ein und bildet im Raum Straubing eine ca. 5 km breite Ebene (Abb. 6). Nach BRUNNACKER (1956: 14; 1964 a: 154) und LEGER (1965: 159f.) finden sich in den Deckschichten der 25m-Terrasse bei Köfering zwei fossile interglaziale Parabraunerden, womit ihre Aufschotterung mindestens in die drittletzte Kaltzeit zu stellen ist. Die Schottermächtigkeiten des Jüngeren Deckenschotters – 25m-Terrasse – sind nach HOMILIUS et al. (1983: 60) nur unzureichend bekannt. Nach ihren geoelektrischen Sondierungen liegt die tiefste Schotterbasis der 40m-Terrasse – Ä. D.Sch. (Älterer Deckenschotter) – (Tab. 16, Profil 2) im Raum Köfering rd. 8 – 11 m ü. MW der Donau und ihre höchste Schotteroberkante bei 22 – 24 m ü. MW. Während die 25m-Terrasse unterhalb der Kleinen Laaber (Tab. 16, Profil 8, 9) eine in etwa ebenso hohe Lage der Schotterbasis mit Schwankungen zwischen 7 – 11,5 m ü. MW und einer generell niedrigeren, maximalen Schotteroberkante zwischen 19,5 – 23,5 m ü. MW aufweist, liegt ihre Schotterbasis im Raum oberhalb der Kleinen Laaber (Tab. 16, Profil 2, 5) bei in etwa unveränderter, maximaler Schotteroberkantenerhebung (19 – 21,5 m ü. MW) im flußwärtigen Bereich des geoelektrischen Profiles östlich von Mötzing (HOMILIUS et al.1983: Tafel 9, Profil 5; s. Tab. 16, Profil 5) und bei Moosham (Tab. 16, Profil 2) trotz gleicher Ausbildung des Sohlgesteines deutlich tiefer bei 4 – 5,5 m ü. MW. Hier deutet sich eventuell eine ältere Tiefenrinne mit Basis bei ca. 4 – 5,5 m ü. MW an, auf die im Kap. 3.2.1. ("Hartinger Schichten") noch näher eingegangen wird.

3.2. Die tieferen Talhangterrassen

Zwischen den Nieder- und Auenterrassen des Talgrundes und den mit ihrer Oberfläche sich über 25 m ü. MW erhebenden höheren Talhangterrassen vermitteln weitgespannte, lößbedeckte Terrassenfluren mit einer morphologischen Höhenlage zwischen 7 – 18 m ü. MW. Während sie am südlichen Talrand von Regensburg bis unterhalb von Straubing eine 1 – 3 km breite Fläche einnehmen, bilden sie – neben kleinräumigen Restvorkommen in einzelnen Talrandbuchten – am nördlichen Talrand zwischen Hofdorf und Münster eine von Talrandschwemmkegeln überdeckte, ca. 1,5 km breite Talrandleiste (Abb. 11).
Aufgrund ihrer morphologischen Lage im Talgrund gliedern sie sich in zwei unterschiedlich hohe Terrassengruppen:

- die fast im Hauptniederterrassenniveau liegende, nur kleinflächig erhaltene Übergangsterrasse (1 – 2 m ü. NT1) und
- die weitgespannten, meist 4 – 10 m ü. NT1 sich erhebenden Hochterrassenfluren.

Im Gegensatz zur Übergangsterrasse, die aufgrund ihrer tiefen Position im Tal von den bisherigen Bearbeitern (LEGER 1965; WEINIG 1980; HOMILIUS et al. 1983) nicht erfaßt oder als lößbedeckte Niederterrasse eingestuft wird, bezeichnete bereits MECKENSTOCK (1914: 43f.) die östlich von Regensburg zwischen der B 16 und dem Tertiärhügelland sich erstreckende, lößbedeckte Terrassenfläche in ca. 18 m ü. Donau als "rißeiszeitliche **Hochterrasse**". Von LEGER (1965) wurde dieses Terrassenniveau bis zum Engtaleintritt der Donau bei Pleinting weiterverfolgt und ebenfalls als "rißeiszeitliche Hochterrasse" angesprochen. Eine erste Untergliederung findet sich bei WEINIG (1980: 22f., Beilage 6 Profil 4), der beiderseits der Talmündung der Großen Laaber bei höhengleicher Schotterbasis (ca. 6 m ü. MW) eine vorgelagerte Erosionsterrasse abgrenzt, "...deren Mächtigkeit etwa um 4 – 5 m reduziert ist." (WEINIG 1980: 22). Beide unterscheiden sich in ihrer Höhenlage der Terrassenoberfläche und der Schotteroberkante von ca. 14 – 17 m ü. MW auf der höher liegenden Hochterrasse und ca. 10 – 13 m ü. MW auf der vorgelagerten "Erosionsterrasse" (nach WEINIG 1980: Beilage 6, Profil 4). Eine genetische Erklärung gibt WEINIG nicht.

Zu den tieferen Talhangterrassen zählt ebenfalls der von BRUNNACKER (1956) auf Blatt Nr. 4142 Straßkirchen als einen vom älteren Schwemmlöß bedeckte Niederterrasse ausgeschiedenen Bereich im Raum Moosdorf – Schambach (Abb. 11 u. 21). Überragt vom 4 – 5 m höheren "Jüngeren Hochterrassenniveau" (nach BRUNNACKER 1956) in 329 – 330 m ü. NN. bzw. 16,5 – 17,5 m ü. MW, auf dem die Ortschaft Schambach liegt und deutlich höher als der nördlich der Linie Moosdorf – Acherhof angrenzende Donautalgrund in einer Höhenlage von 314 – 319 m ü. NN. bzw. ca. 1,5 – 6,5 m ü. MW, sind zwischen beiden Niveaus zwei unterschiedlich hohe, lößbedeckte Terrassenverebnungen ausgebildet. Das höhere, unmittelbar BRUNNACKERs "Jüngerer Hochterrasse" vorgelagerte Niveau mit

einer Höhenlage bei 324 – 325 m ü. NN bzw. ca. 12,5 m ü. MW erstreckt sich südlich der Flur "Lindenbreite". Es ist aufgrund seiner morphologischen Erhebung, seiner bis 4 m mächtigen Lößbedeckung (nach WEINIG 1980: Beilage 6, Profil 10) zur Hochterrasse zu stellen. Das ihm vorgelagerte, ebenfalls lößbedeckte (2 – 3 m Mächtigkeit; nach WEINIG 1980: Beilage 6, Profil 10) tiefere Niveau besitzt eine morphologische Erhebung von 322 m ü. NN bzw. ca. 9,5 m ü. MW. Von seiner morphologischen Erhebung, seiner Lößbedeckung und seiner Lage als jüngste den Talgrund begrenzende Terrasse entspricht dieses Niveau der Übergangsterrasse. Erst nördlich der Linie Moosdorf – Acherhof schließt sich mit einem 2 – 4 m hohen Abfall auf 319 m ü. NN. bzw. ca. 6,5 m ü. MW als Talgrundterrasse die NT1 an. Sie weist in ihrem talrandnahen Bereich eine nach BRUNNACKER (1956: 29) 0,5 – 1 m mächtige Schwemmlößbedeckung – "Älterer Schwemmlöß in sandreicher Fazies" – auf.

3.2.1. Hochterrassen und Übergangsterrasse

Großflächige Aufschlußverhältnisse, die sich beim Bau des BMW-Werkes südlich und nördlich von Regensburg-Harting im Hoch- und Niederterrassenbereich ergaben, sowie die zahlreichen aus dem Untersuchungsraum vorliegenden und von verschiedenen Behörden dankenswerter Weise zur Verfügung gestellten Bohrungen (SCHELLMANN 1988: Anhang), die aufgrund der petrographischen Ausbildung des liegenden Präquartärs (Sandsteine der Kreide; kristalline Gesteine des Moldanubikums; Tone, Mergel, Fein- bis Mittelsande, Braunkohlenflöze des Tertiärs) sicher zu stratifizieren sind, ermöglichten es, eine weitere Differenzierung der bisher als einheitliche rißeiszeitliche Terrassenschüttung angesehenen Hochterrasse durchzuführen.

Ausgangspunkt der Untersuchungen und Typusgebiet der "Hartinger Schichten, HT3, und HT1" bildet der Hochterrassenbereich zwischen Harting und Obertraubling (Abb. 12). Ein weiterer zentraler Untersuchungsraum und Typusgebiet der "HT2" stellt der Raum Hofdorf – Münster (Abb. 13) dar (ausführlich in SCHELLMANN 1988: 121ff). Innerhalb dieser Hochterrassenbereiche lassen sich insgesamt vier eigenständige fluviatile Sedimentkörper ausgliedern (Abb. 14), die sich sowohl durch unterschiedliche Höhenlagen ihrer fluviatilen Aufschüttungsniveaus (Schotteroberkante) wie auch durch differierende Tiefenlagen ihrer Erosionsbasen signifikant voneinander abheben:

1. die im talrandnahen Bereich sich erstreckende **"HT3"**. Mit einer morphologischen Erhebung der Terrassenfläche (Tab. 16) bis zu 17,5 ü. MW, einer Schotteroberkantenlage bis zu 14 m ü. MW und einer Tiefenlage der Terrassenbasis von 6 – 9,5 m ü. MW stellt sie die am höchsten im Talgrund liegende und bisher älteste nachgewiesene Hochterrasse im Untersuchungsgebiet dar (Abb. 12). Große Hochterrassenbereiche südlich der Donau bis in den Raum Straubing hinein dürften nach dem bisher vorliegenden Kenntnisstand (HOMILIUS et al. 1983; PRIEHÄUSER 1953) zur Tiefenlage ihrer Quartärbasis und der Höhe ihrer fluviatilen Aufschotterung (Tab. 16) dieser HT3 entsprechen.

2. die **"Hartinger Schichten"**, die als älterer Sockelschotter mit einer Terrassenbasis bei 3 – 5 m ü. MW und einer maximal erhaltenen Aufschüttungshöhe von 8,5 m ü. MW im talgrundnahen Bereich die HT3 im Hartinger Raum unterlagert. Am locus typicus bei Harting war der externe, vermoorte Randsenkenbereich der Hartinger Schichten als altquartäres Sockelsediment der HT3 an einer rd. 300 m langen Aufschlußwand im Nordosten des BMW-Werkes aufgeschlossen (Abb. 12 Profile 10 und 4; ausführlich in SCHELLMANN 1988: 124ff.). Mit Hilfe von über 120 Bohrungen (Bohrverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Beilage 8 bis 10) konnte seine weitere Verbreitung nach WNW – wie in Abb. 12 dargestellt – weiterverfolgt werden. Nach der bisher ersten pollenanalytischen Sichtung (sie wurde freundlicherweise von Frau B. Stukenbrock und Frau Dr. U. Schirmer vorgenommen) des 110 – 180 cm mächtigen Torfhorizontes bildete dieser sich – und damit auch das liegende, unmittelbar zuvor abgelagerte 80 – 130 cm mächtige, kiesige Flußbettsediment – unter warmzeitlichen Klimabedingungen. Neben Pinus, Picea, Abies, Betula, Salix, Alnus und Corylus sind Vertreter des Eichenmischwaldes (Quercus, Ulmus, Tilia) sowie Carpinus deutlich vorhanden. Den Hartinger Schichten entsprechende Basis- und Oberkantenwerte treten talabwärts sowohl im HT3-Bereich bei Straubing (Tab. 16; Priehäuser 1953: 292ff.) als auch im talgrundnahen Deckenschotterbereich bei Motzing und Moosham auf (Tab. 16). Donauaufwärts deutet sich eine Korrelierung mit dem von SCHIRMER (1983b) im Altmühltal beschrieben "Dietfurther Interglazial" an (SCHELLMANN 1988: 129f.).

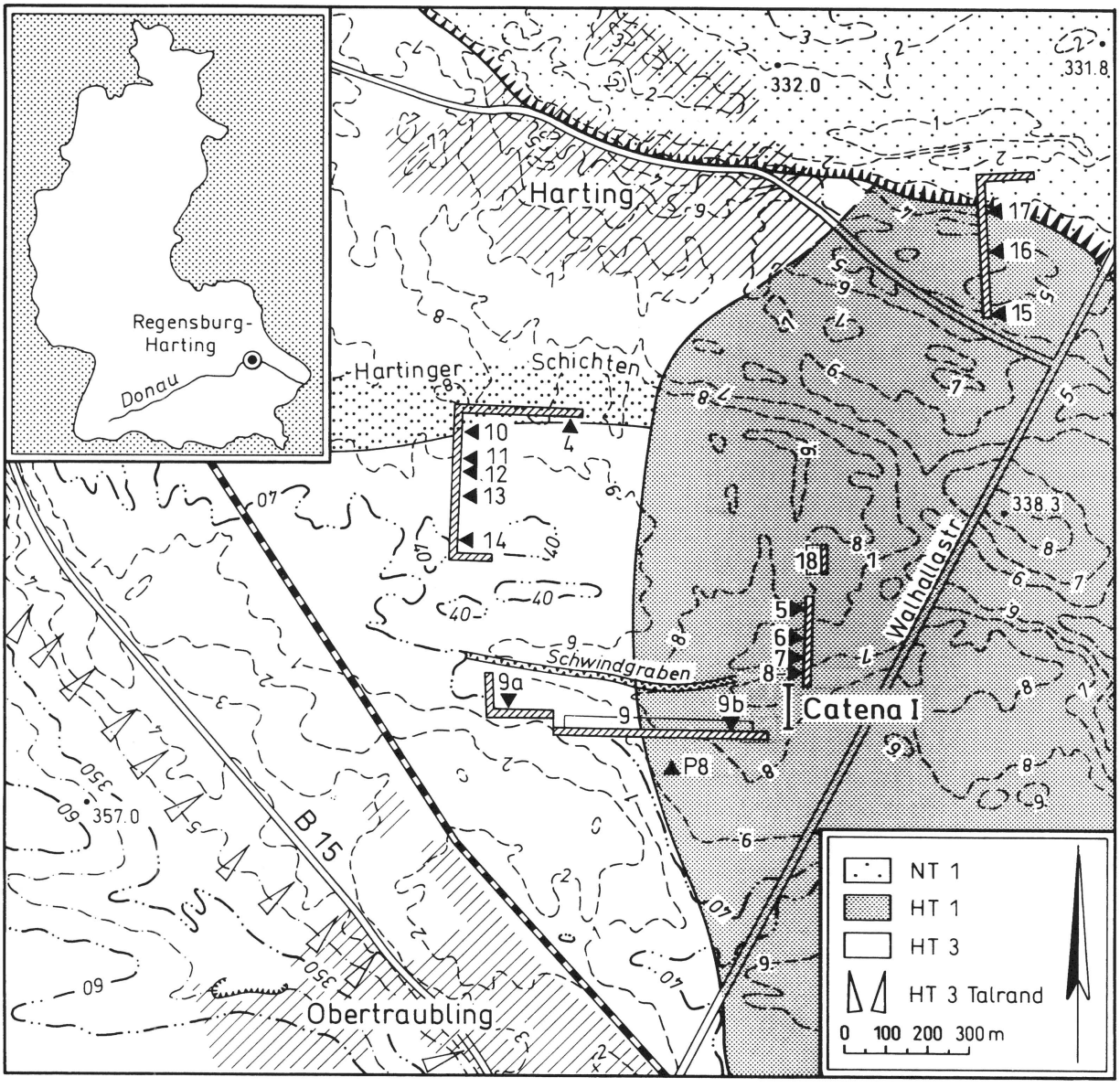


Abb. 12: Hochterrassengliederung im Raum Regensburg–Harting

3. die im Raum Hofdorf – Münster (Abb. 13) als Talrandleiste erhaltene "**HT 2**". Mit einer Erhebung ihrer Terrassenoberfläche von durchschnittlich 17,5 m ü. MW besitzt sie ein der HT3 vergleichbar hohes Talniveau. Mit wesentlich niedrigeren Schotteroberkantenerhebungen um ϕ 9,5 m ü. MW und tieferen, im MW-Bereich liegenden Quartärbasiswerten nimmt ihr fluviatiler Sedimentkörper jedoch insgesamt eine deutlich tiefere Tallage ein.

4. die zum Talgrund hin sich an die älteren Hochterrassen anschließende, auch morphologisch als tieferes Niveau abgesetzte "**HT1**". Ihre Schotteroberkante erreicht lediglich eine Höhenlage von 6,5 bis 8,5 m ü. MW, während ihre Terrassenbasis bis – 5 m u. MW hinabreicht.

Da erst wieder die Erosionsbasis der NT3 diese Tiefenlage erreichte, unterlagern HT1-Basisschichten weite Bereiche der ÜT, NT1 und NT2. Als Tiefenrinne im präquartären Sohlgestein – **HT1-Tiefenrinne** – läßt sich ihr ehemaliger Flußbettverlauf von der NT2 bei Barbing (Abb. 15) über Neutraubling nach Süden verfolgen, wo sie südöstlich von Harting morphologisch als HT1 erhalten ist. Auf der Linie Neutraubling – Obertraubling biegt sie nach Osten und verläuft etwa talparallel nahe dem südlichen Talgrundrand. In etwa auf der Linie west-

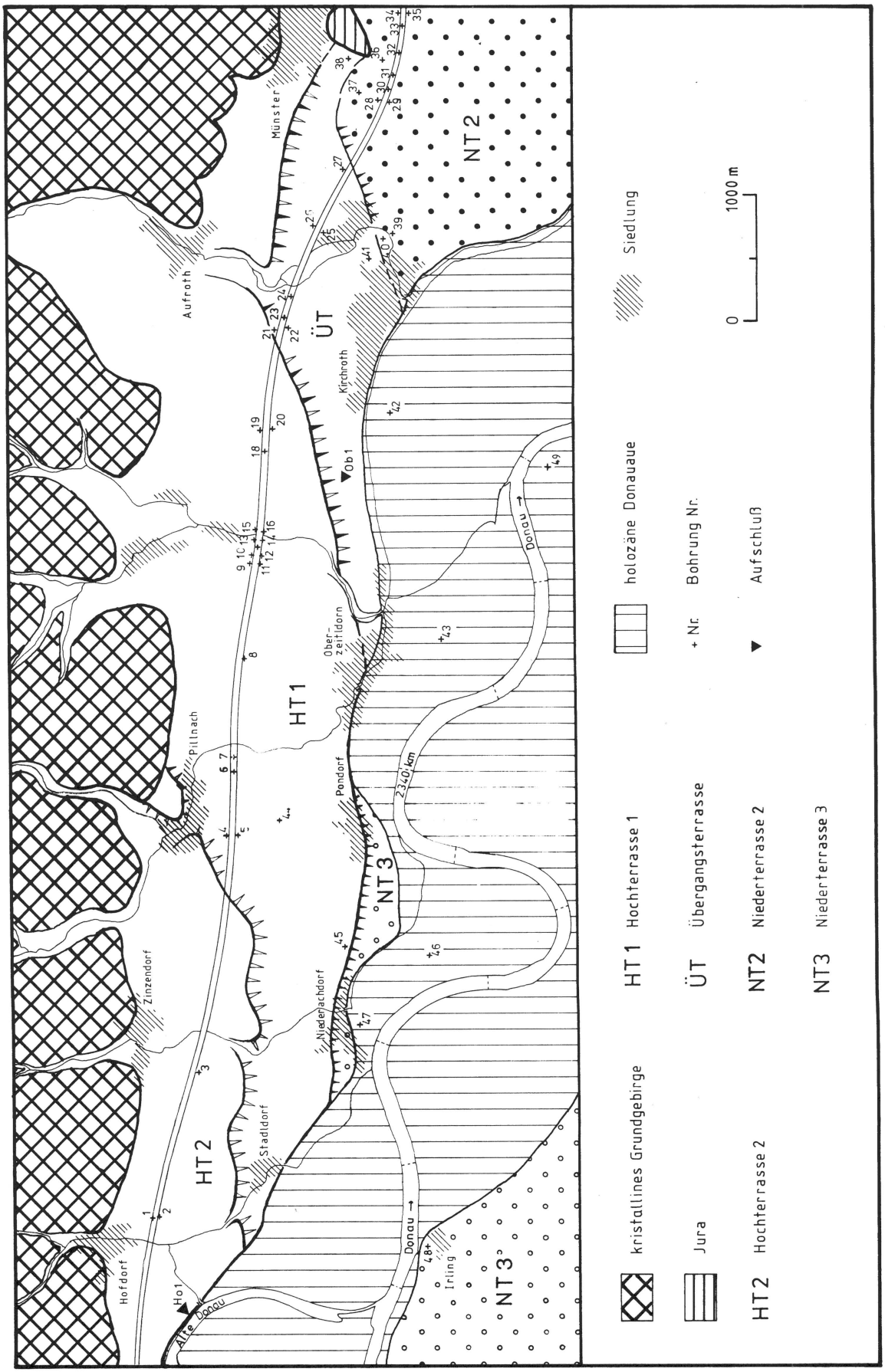


Abb. 13: Pleistozäne Terrassengliederung des Donautales im Raum Hofdorf – Münster

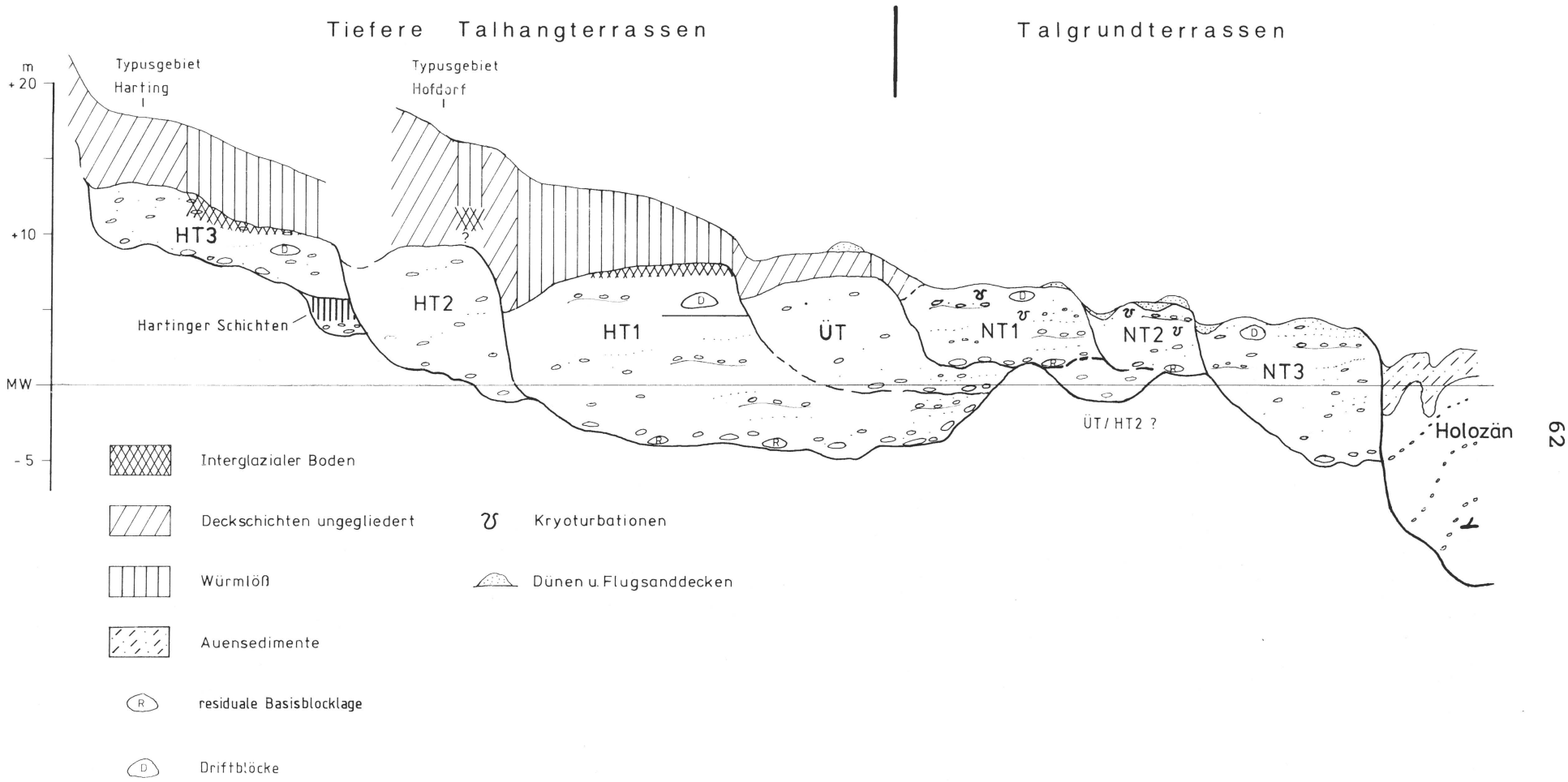


Abb. 14: Schematische Übersicht des mittel– und jungpleistozänen Terrassenbaues im Donautal zwischen Regensburg und Straubing

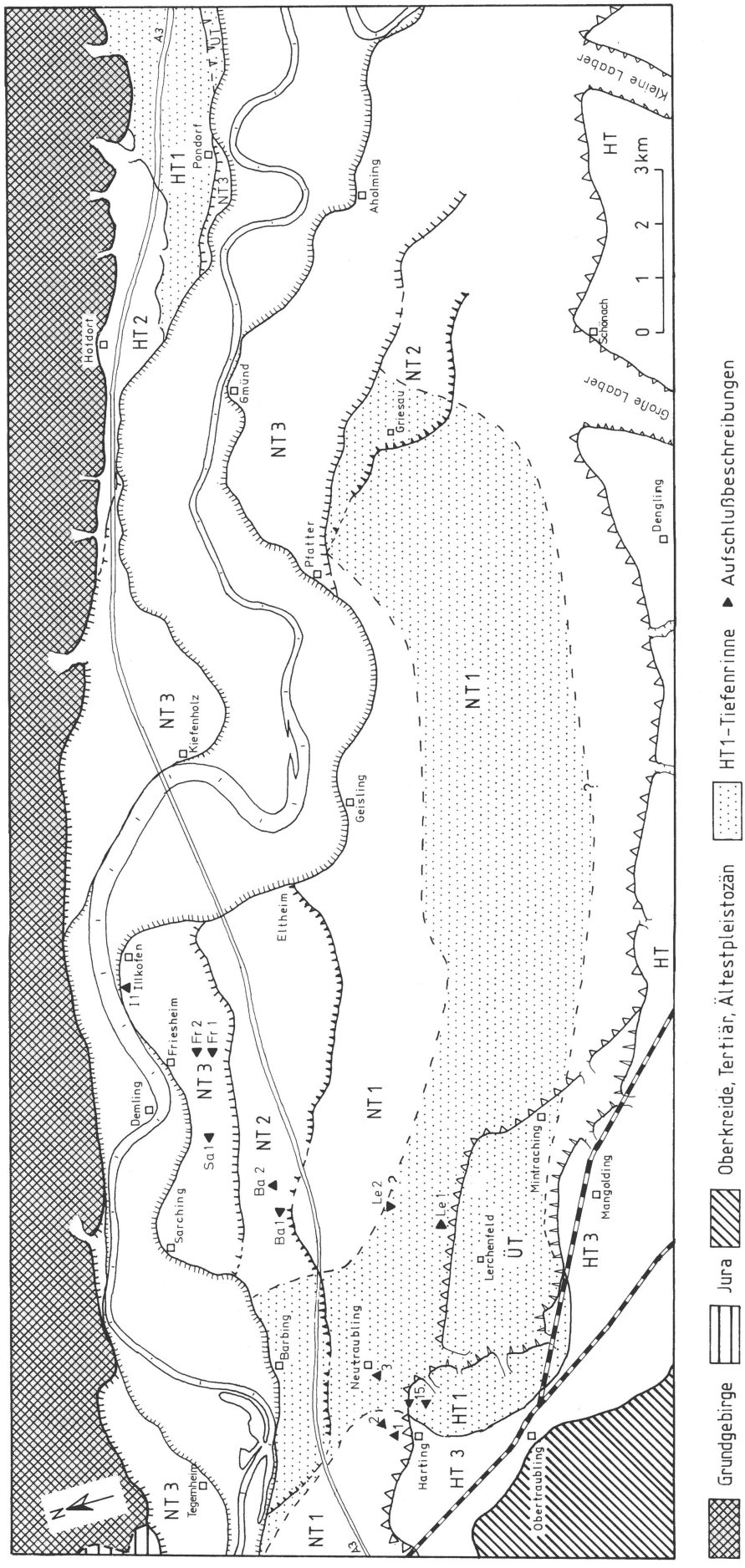


Abb. 15: Mittel- und jungpleistozäne Terrassengliederung im Donautal zwischen Tegernheim und Gmünd mit Verlauf der HT1-Tiefenrinne

licher Ortseingang Pfatter – Dengling ändert sich ihre Richtung nach Nordosten und endet östlich von Pfatter am NT3–Talrand. Von dort zielt die nordöstliche Verlängerung ihrer Laufrichtung auf die jenseits der Donau zwischen Hofdorf und Münster erhaltenen lößbedeckten Terrassenfluren. Als schmale HT1–Terrassenfläche tritt sie dort (Abb. 13) morphologisch erneut in Erscheinung, um talabwärts mit über 1,3 km Breite den Talraum zwischen Pillnach, Oberzeitldorn und Aufroth einzunehmen.

Der vertikale Aufbau – V–Schotter – und das Auftreten syngenetischer Kaltklimaindikatoren des in mehreren Aufschlüssen im Hartinger Raum bis zur Basis einsehbaren HT1– und HT3–Schotterkörpers belegen für beide Terrassen eine kaltklimatische Stellung. Aufgrund ihrer Deckschichtengliederung mit einer bei allen drei Hochterrassen nachgewiesenen interglazialen Bodenbildung (SCHELLMANN 1988: Kap. 4.2.2.) sind sie alle drei als mindestens vorletztkaltzeitlich einzuordnen. Als Maximalalter ist aber ebenso eine Einstufung dieser drei Terrassen in jeweils eine eigenständige Kaltzeit nicht auszuschließen. Die Ausbildung der Hartinger Schichten, die als älterer Sockelschotter im Liegenden der HT3 verbreitet sind und wie entsprechend tiefe Quartärbasiswerte in einzelnen internen Bereichen des 25m–Terrassenniveaus – Jüngerer Deckenschotter – andeuten, vermutlich auch diesen noch unterlagern, ist daher mindestens vor die vorletzte Kaltzeit zu stellen, wobei eher ein wesentlich höheres, altpleistozänes Alter anzunehmen ist (Tab. 5).

Eine morphologisch vermittelnde Stellung zwischen dem lößfreien Talbodenbereich einerseits und den zum Talrand hin angrenzenden Hochterrassen andererseits bilden sowohl im Raum Neutraubling–Lerchenfeld (Abb. 15) wie auch im Raum Hofdorf – Münster (Abb. 13) ein sich ca. 7 – 8,5 m ü. MW erhebendes, lößbedecktes Terrassenniveau. Das fluviatile Aufschüttungsniveau dieser **"Übergangsterrasse (ÜT)"** liegt deutlich tiefer als das der Hochterrassen und ca. 1 – 2 m höher als die talintern angrenzende Niederterrassenflur. Bezüglich ihrer Terrassenbasis deutet sich nach einer Aufschlußbeobachtung im Raum Neutraubling (Abb. 15: Ha 3) eine Tiefenlage bei 0,5 bis –1 m ü./u. MW an, d.h. deutlich höher als die der HT1 aber geringfügig tiefer als die der NT1 und NT2. Wie ihr Lößdeckschichtenaufbau im Raum Oberzeitldorn zeigte (SCHELLMANN 1988: 135ff.), setzte die Lößsedimentation mindestens bereits im ausgehenden Frühwürm (Lößrhythmus Ib, s.u.) ein. Ebenso wie die Übergangsterrasse im Isarmündungsbereich (Kap. 2.2.) unter kaltklimatischen Bedingungen aufgeschottert – V–Schotterfaziestyp – , ist die ÜT vermutlich bereits in die vorletzte Kaltzeit zu stellen. Jedoch fehlt bisher in Form einer zwischengeschalteten interglazialen Bodenbildung der sichere Nachweis ihrer vorletztkaltzeitlichen Stellung.

3.2.2. Lößstratigraphische Untersuchungen

Durch den Bodenaustausch beim Bau des BMW–Werkes südlich von Harting wurden auf der HT3– und HT1–Terrasse großflächige Aufschlüsse geschaffen, die deren Lößdeckschichten bis auf den unterlagernden Terrassenschotter offenlegten. Hierdurch ergab sich die wohl einmalige Möglichkeit in diesem Raum, anhand von zum Teil über 500 m langer Aufschlußwände die würmzeitliche Lößsedimentation und ihre Bodenbildungen im engen räumlichen Zusammenhang zu erfassen (Abb. 12; Profilbeschreibungen in SCHELLMANN 1988: Kap. 4.2.2.).

Für die stratigraphische Einstufung der Terrassendeckschichten ist entscheidend, daß sie oberhalb des dunkelrotbraunen Bt–Horizontes einer interglazialen Schotterparabraunerde, die an Mächtigkeit und Intensität holozäne Schotterparabraunerden auf den Niederterrassen in diesem Raum noch übertrifft, allein durch eine Anzahl wesentlich schwächerer, bodentypologisch keineswegs vergleichbarer Bodenbildungen gegliedert werden. Da innerhalb der großräumig aufgeschlossenen Deckschichten keinerlei Anzeichen auf eine zwischengeschaltete, intensivere interglaziale Bodenbildungsphase vorliegen (z.B. autochthone/parautochthone interglaziale Bodenrelikte oder mächtigere allochthone Bodensedimente einer umgelagerten interglazialen Bodenbildung), wird der liegende Bt–Horizont als letztinterglazial (Eem) und die überlagernden Deckschichten als würmkaltzeitlich angesehen (Bodenprofile interglazialer Bodenbildungen in SCHELLMANN 1988: Kap. 4.2.2. und Abb. 20).

Diese setzen sich aus mehreren Phasen der vorherrschenden Erosion, Lößakkumulation und interstadialen Bodenbildung zusammen. Sie lassen sich in mindestens fünf Rhythmen unterteilen, die im folgenden von alt nach jung mit den römischen Ziffern I ... V bezeichnet werden. Von einer Verwendung des Begriffes "Zyklus" wird abgesehen, um nicht eine ungewollte Korrelation mit den von KUKLA (u.a. 1961, 1969) in der Tschechoslowakei aufgestellten Stadialzyklen zu implizieren. Jeder Rhythmus wird durch eine intensive Spül– und/oder Solifluktionsphase eingeleitet. Ihr folgt eine Zeit vorherrschender Lößsedimentation, die mit einer für den Rhythmus typischen, kräftigen interstadialen

Bodenbildung abschließt, und welcher daher die Funktion eines stratigraphischen Leithorizontes zukommen kann. Innerhalb der Rhythmen treten weitere, deutlich schwächere Erosions- und Bodenbildungsphasen auf, die zur Charakterisierung des jeweiligen Rhythmus beitragen, denen aber beim derzeitigen Kenntnisstand keine stratigraphische Leitfunktion zukommt. Im Rhythmus I und IV deutete sich in einzelnen Profilen (SCHELLMANN 1988: Abb. 13, Profil 10; Abb. 18) eine Zweiteilung an, die jedoch dort vorläufig als Unterrhythmen mit den Kleinbuchstaben a und b angesprochen wurde.

Insgesamt (ausführlich in: SCHELLMANN 1988: Kap. 4.2.2.) zeichnet sich in der Gliederung der würmzeitlichen Lößdeckschichten auf den Hochterrassen im Raum Regensburg – Straubing das in Abb. 16 dargestellte Schema ab. In ihm sind die aufgrund von Literaturstudien sich andeutenden stratigraphischen Korrelationen zum einen mit der sehr detaillierten Würmlößgliederung von SCHÖNHALS, SEMMEL, ROHDENBURG und MEYER (u.a.: ROHDENBURG 1968; ROHDENBURG & MEYER 1979; MEYER & ROHDENBURG 1982; SCHÖNHALS, ROHDENBURG & MEYER 1964; SEMMEL 1968) aus dem nordhessisch-südniedersächsischen Raum und zum anderen mit der von BRUNNACKER (vor allem: 1954; 1956; 1957; 1958; 1959c; 1970: Abb. 3; 1982) im Untersuchungsraum aufgestellten Würmlößgliederung aufgenommen (ausführlich: SCHELLMANN 1988: 166ff.).

Schwache solifluidale Verlagerungen mit in das Liegende eingreifenden Frostspitzen leiten die beginnende würmzeitliche Morphodynamik ein. Den Abschluß bildet eine kräftige, schwarzerdeartige Humuszone, die in Anlehnung an ROHDENBURG & MEYER (1979: 84) auf Waldvegetation schließen läßt. Nach dieser längeren und ausgeprägten interstadialen Bodenbildungsphase führen kräftige Verspülungsvorgänge zu ausgeprägten flächenhaften Abtragungen mit ersten kräftigen Dellenbildungen. In weiten Bereichen der Hochterrassen im Hartinger Raum kommt es zur Abtragung der liegenden Rhythmus Ia – Sedimente – evtl. auch älterer Lösse und Bodenbildungen (?) – und zur Kappung der interglazialen Parabraunerde. Dadurch ist häufig nur noch der mehr oder minder mächtige Bt-Horizont auf dem Schotterkörper der Hochterrassen erhalten. Charakteristische Sedimente des **Rhythmus I** bilden karbonatgeröllfreie, kieslinsenführende und sandstreifige Spülsedimente, die mit zunehmender Lößsedimentation zum Hangenden in Sandlöß übergehen. Neben bis 1 m mächtigen syngenetischen Kryoturbationen und kräftigen Dellenbildungen weisen sie auf kaltzeitlich feuchte Klimabedingungen hin. Als abschließende Bodenbildungen treten bis zu zwei geringmächtig erhaltene, rötlichbraune, braunerdeartige Bv-Horizonte auf. Sie greifen in Form von Verwitterungstaschen und -bändern tiefer in die liegenden Sedimente hinein. In ihrer Ausbildung ähneln sie holozänen Braunerden bzw. Bänderbraunerden, so daß es sich vermutlich ebenfalls um Waldböden handeln dürfte. Ein in Rinnenpositionen auf der HT3 bei Harting wahrscheinlich zeitlich entsprechender, vergleyter und entkalkter Roströhrenhorizont mit bis zu 2,5 cm großen Roströhren weist zumindest auf eine Strauchtundrenvegetation.

Rhythmus II setzt mit einer wesentlich schwächer ausgeprägten, vorwiegend solifluidalen Umlagerungsphase ein. Sein typisches Sedimentbild zeigt sich in einem mit zahlreichen mm-großen Fe-Mn-Konkretionen durchsetzten, grünlichgrauen bis grünlichbraunen Sandlöß, der zum Hangenden in Löß übergeht. Abschließende Bodenbildung ist ein kräftiger, kryoklastisch stark verlehmter, ehemals kalkhaltiger, intensiv frostblättriger Naßboden (G). Während die vorhergehenden interstadialen Bodenbildungen des Rhythmus I auf Waldvegetation oder zumindest auf eine Strauchtundrenvegetation schließen lassen, endet der Rhythmus II mit einem kalkhaltigen, vergleyten, kryoklastisch verwitterten Solifluktionsboden – Naßboden – der unter frostklimatischen Bedingungen – Stauwassereinwirkung über Dauerfrostboden – ausgebildet worden ist (vgl. FREISING 1949: 18; MEYER & ROHDENBURG 1982: 302).

Da in der Gliederung der Würmkaltzeit nach pollenanalytischen Bearbeitungen (u.a.: WELTEN 1982: 167; WELTEN 1981; GRÜGER 1979: 44, Tab. 2; BEHRE & LADE 1986: 32) das letzte Frühglazial mit einem durch Waldvegetation gekennzeichneten Interstadial endet, ist daher anhand der indirekten Klimazeugnisse – ihrer Bodenbildungen – die Grenze Früh-/Mittelwürm zwischen die Rhythmen I und II zu legen. Nach Vorschlag der SEQS (CHALINE & JERZ 1984: 186) beginnt das Mittelwürm mit der z.T. mächtigen Sequenz aus Lößsedimenten, die auf die Humuszonen von Stillfried-A folgt. Wie die Untersuchungen von ROHDENBURG & MEYER (1979: 66) in Südniedersachsen und Nordhessen gezeigt haben, reicht die bodentypologische Ausprägung der Altwürmböden von schwarzerdeartigen Humuszonen bis zu pseudovergleyten Parabraunerden, wobei als Übergangstyp verbraunte Unterbodenhorizonte der Humuszonen auftreten. Die oben beschriebenen braunerdeartigen Bv-Horizonte könnten daher als entsprechende Übergangsbildungen angesehen werden und daher mit den Humuszonen von Stillfried-A annähernd parallelisiert werden. Im Sinne des SEQS-Vorschlags wäre daher die Früh-/

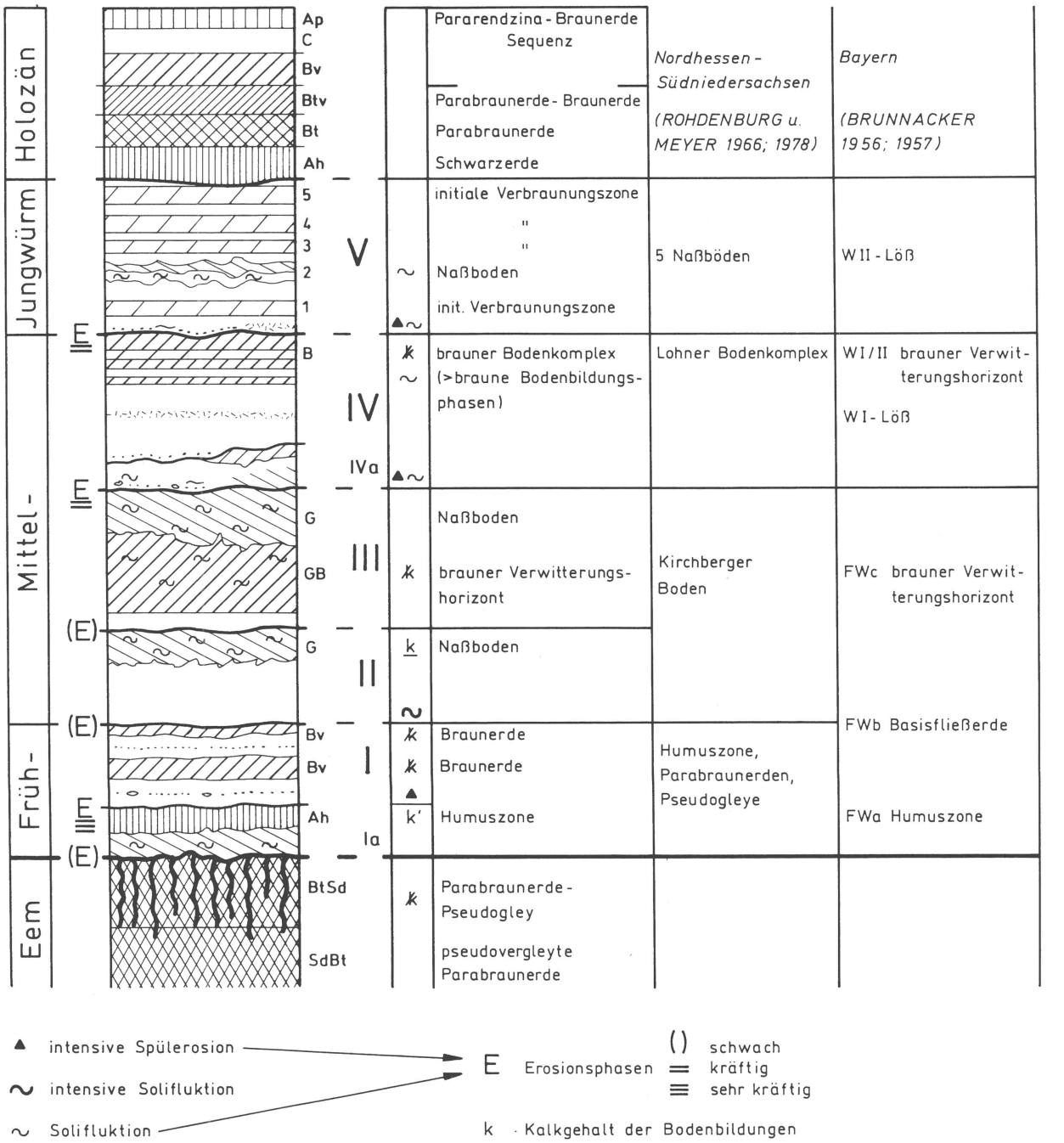


Abb. 16: Lößstratigraphische Übersicht

Mittelwürm–Abgrenzung ebenfalls zwischen die Rhythmen I und II zu legen. Dem entspricht auch die sedimentologische Differenzierung beider Rhythmen, wonach mit dem starken Zurücktreten lokaler Spülsedimentakkumulation und nah–autochthoner Sandlößsedimentation erst der Rhythmus II durch das Vorherrschen äolischer Lößsedimentation gekennzeichnet ist.

Ebenso wie der Rhythmus II setzt der **Rhythmus III** mit einer schwachen solifluidalen Umlagerungs–tätigkeit ein. Über geringmächtigen Basisschichten aus Fließerde– und Lößmaterial folgt ein bis 1,2 m mächtiger entkalkter, stark verlehmter, frostblättriger, braungelber Lößlehm mit zahlreichen Rostbelägen auf den Frostblättern (GB). Ihm liegt ein bis 60 cm mächtiger, kräftiger Naßboden (G) auf. Verlehmung, Verbraunung und Entkalkung belegen eine kräftige interstadiale Bodenbildungzeit. In einer

schließenden feucht-kalten Phase mit einsetzender Dauerfrostbodenbildung unterlag diese braunerde-artige Bodenbildung einer bis tief in den Verbraunungshorizont reichenden Naßbodenüberprägung. Das Bildungsmilieu derartiger brauner Verwitterungshorizonte ist nicht näher bekannt (ROESCHMANN et al. 1982: 299f.). Da mit der kräftigen Entkalkung eine absteigende Bodenwasserlösung verbunden war, ist während seiner Ausbildung ein Fehlen oder zumindest eine sehr tiefe Lage des Dauerfrostbodens anzunehmen. Erst mit oberflächennäherer Dauerfrostbodenausbildung in der Folgezeit führte die Übernässung der hangenden Bodenpartien zur Ausbildung eines kräftigen Naßbodens und in jahreszeitlichen Auftauperioden zur solifluidalen Bewegung seiner wasserübersättigten Hangendpartien.

Kräftige Spül- und Solifluktionsphasen verbunden mit der Ausbildung von Dellen kennzeichnen den **Rhythmus IV**. Als Sedimente finden sich neben sandigen, z.T. kiesigen Spülsedimenten zahlreiche hellrötlichbraune Fließerdebänder, die den feinsandig-schluffigen, hellbraungelben Löß durchziehen und ihm häufig eine schwache rötliche Farbtönung verleihen. Neben sehr schwachen, hellrötlichbraunen initialen Bodenbildungen treten innerhalb dieses Rhythmus mindestens drei kräftige, entkalkte, verlehmte, rötlichbraune bis dunkelbraune Bodenbildungen auf, die in Unterhangpositionen zu einem 60 cm mächtigen, verlehmten Bodenkomplex zusammenwachsen können. Er repräsentiert die letzte bedeutende Wärmeschwankung innerhalb der Würmdeckschichten und ist daher zeitlich dem Denekamp-Interstadial bzw. als Bodenbildung dem österreichischen Stillfried B-Horizont gleichzusetzen, der nach CHALINE & JERZ (1984: 186) stratigraphisch das Mittelwürm abschließt.

Rhythmus V setzt ebenfalls mit einer intensiven, neben Dellenbildungen flächenhaft sich auswirkenden Spül- und Solifluktionstätigkeit ein. Charakteristisches Sediment stellt ein hellbraungelber, in der Regel nicht pseudovergleyter Löß dar. Innerhalb dieser im Durchschnitt 1,5 m mächtigen Lößschicht treten bis zu fünf schwache initiale Bodenbildungen auf, wobei der zweite, als schwacher Naßboden (2) ausgeprägte Horizont mit einer relativ stärkeren Solifluktionsdynamik verbunden ist. Innerhalb der fünf Rhythmus V - Bodenbildungen kommt ihm eine stratigraphische Leitfunktion zu, da alle anderen Böden lediglich sehr schwache, hellrötlichbraune Initialböden darstellen.

Den Abschluß bilden **holozäne Bodenbildungen** und Bodenerosionsphasen (SCHELLMANN 1988: 151ff.), die in Wechselbeziehung zur heutigen Oberflächenreliefierung stehen. Morphologisches Kennzeichen der Hochterrassenverebnungen zwischen Regensburg-Harting und Obertraubling ist ihre Gliederung durch ein Geflecht zahlreicher Dellen und Dellentälchen, die auf die nach Norden angrenzende Hauptniederterrasse (NT1) einmünden (Abb. 12). Insbesondere der Hochterrassenbereich nördlich des Schwindgrabens erfährt hierdurch eine stärkere Reliefierung in Mulden-, Unterhang- und Kuppenpositionen. Die Anlage dieser Dellentälchen reicht großteils bis in die beginnende Würm-Kaltzeit zurück (SCHELLMANN 1988: 138ff.). Innerwürmzeitliche Spül- und Solifluktionsphasen bewirkten eine mehrfache Reaktivierung. Die letztmalige formprägende Aktivitätszeit steht im Zusammenhang mit der zunehmenden Landnutzung (hierzu u.a.: BORK 1989: 129f.) in diesem Raum, denn seit dem ausgehenden Subboreal führten Perioden abgeschwächter und verstärkter agrarischer Nutzung zu mindestens zwei intensiveren Bodenerosionsphasen. Beide Bodenerosionsphasen beschränken sich vorwiegend auf die Dellen und dellennahen Bereiche. Auf den ausgedehnten höheren, weniger reliefierten Terrassenflächen zwischen Schwindgraben und Obertraubling ist weiterhin weitflächig der holozäne Klimaxboden - eine rötlichbraune Parabraunerde (Bodenprofil in SCHELLMANN 1988: Tab. 23) - als heutiger Oberflächenboden erhalten.

Innerhalb der Mulden-, Rinnen- und Unterhangpositionen finden sich hingegen bis zu vier verschiedene Bodenchronosequenzen (Abb. 17).:

1. Als älteste Bodenbildung tritt in diesen Positionen ein bis 40 cm mächtiger Humushorizont einer Schwarzerde auf, der von mehreren Dezimeter mächtigen, jüngeren Kolluvien und ihren Bodenbildungen bedeckt ist. In Anlehnung an ROHDENBURG & MEYER (1968: 148ff.) ist ihre Ausbildung in das älteste Holozän zu stellen. Bei geringer nachträglicher pedogener Überprägung (Degradation) weist die Schwarzerde eine kräftige braunschwarze Bodenfarbe sowie ein Krümel- bis schwaches Polyedergefüge auf und geht mit unscharfer Untergrenze in den liegenden, von einzelnen Krotowinen durchsetzten Löß über.
2. Diese ältestholozäne Schwarzerde-Bodenbildung unterlag im Regensburger Raum vom mittleren Atlantikum an bis zum ausgehenden Subboreal der Lessivierungsdynamik einer intensiven Parabraunerdebildung (SCHELLMANN, 1988: 157f.). Sie führte bei allen Schwarzerde-Vorkommen zur Entkalkung des Humushorizontes und zumindest in dessen hangenden Partien zur Einlagerung fettglänzender, dunkelbrauner Ton-Humus-Komplexe. Bei vollständiger Überprägung durch den Bt-Horizont der nachfolgenden

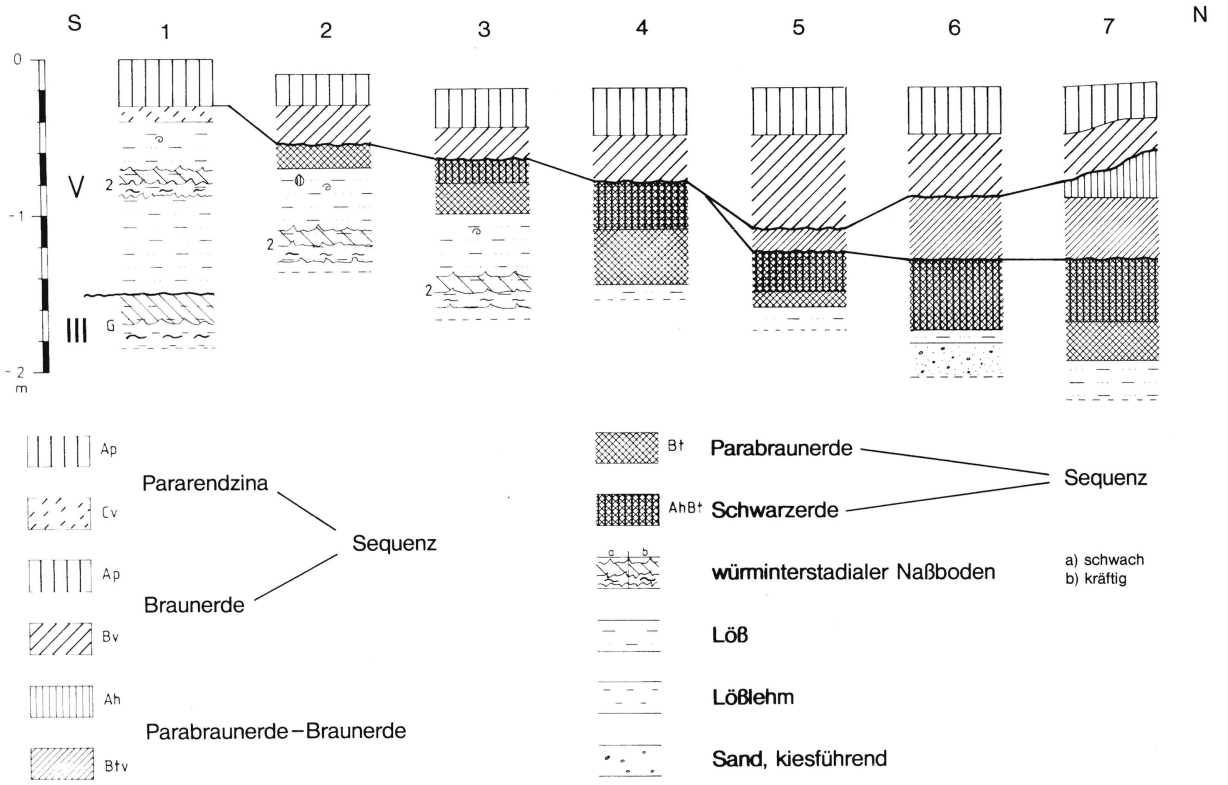


Abb. 17: Holozäne Bodenchronosequenzen im Bereich südlich von Regensburg–Harting (Catena I in Abb. 12)

Parabraunerdebildung nimmt der Schwarzerdehorizont eine schwarzbraune Farbe an und zeigt ein ausgeprägtes Polyedergefüge mit intensiven Tonbelägen.

3. Die Ausbildung der Parabraunerde–Schwarzerde – Sequenz endet mit einer Bodenerosionsphase, die in diesem Raum durch die urnenfelder– bis römerzeitlichen Siedlungstätigkeit ausgelöst wurde (SCHELLMANN, 1988: 157f.). In den morphologischen Tiefpositionen kam es hierdurch zum Eintrag eines dunkelbraunen, humosen Kolluviums, auf dem sich eine gering durchschlämmte Parabraunerde–Braunerde entwickelte, die durch schwache Tonbeläge auf den Bodenaggregaten charakterisiert ist.
4. Nach einer längeren Ruhephase bzw. starken Abschwächung der Bodenerosion, die sich nach Ablagerung des Parabraunerde – Braunerde – Kolluviums in seiner pedogenen Überprägung und der Ausbildung eines 35 cm mächtigen Humushorizontes manifestiert, setzte vermutlich im Verlauf des früh– bis hochmittelalterlichen Landesausbaues eine weitere kräftige Bodenerosionsphase ein. Sie führte in einzelnen dellennahen Hochpositionen (Abb. 17, Profil 1) zur völligen Beseitigung des Bodenkörpers und innerhalb der weiterbestehenden Dellenpositionen zu deren erneuten Ausräumung und Wiederverfüllung. Als Böden finden sich nun in angrenzenden morphologischen Hochpositionen schwach verbraunte Pararendzinen, die unmittelbar dem unverwitterten Löß aufliegen. In Dellenpositionen entwickelten sich kolluviale Braunerden, wobei sehr geringe Karbonatgehalte (Profilbeschreibung in SCHELLMANN 1988: Tab. 22) im Ap–Horizont auf schwache neuzeitliche Bodenverlagerungen mit der Zufuhr von z.T. unverwitterten, kalkhaltigen Sedimenten hindeuten.

3.3. Die Talgrundterrassen – ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung

Der Talgrund des Donautales baut sich unterhalb von Regensburg und oberhalb des Isarmündungsbereiches morphologisch, geologisch und pedologisch aus zwei großen Terrasseneinheiten auf:

a) den hochwasserfreien, würmzeitlichen Niederterrassen mit vertikal aufgewachsenen Schotterkörpern – V-Schotterfaziestyp – und syngenetischen Kaltklimaindikatoren sowie abschließenden, weit verbreiteten, holozänen Parabraunerden. Durch zwei morphologisch meist deutlich ausgeprägte Terrassenkanten werden sie in drei unterschiedlich hochliegende und verschieden alte Terrassenflächen gegliedert:
   - die ca. 2 – 2,5 m ü. NT3 (6,5 – 7 m ü. MW) aufragende, hochwürmzeitliche Hauptniederterrasse NT1
   - die ca. 1 m ü. NT3 (5 – 5,5 m ü. MW) sich erhebende spätglaziale NT2
   - die ca. 2 – 2,5 m das Auenterrassenniveau überragende spätglaziale NT3, die sich auch in der Tiefenlage ihrer Terrassenbasis deutlich von den beiden älteren Niederterrassen absetzt.

b) das durch eine mächtige, z.T. mehrgliedrige Auensedimentbedeckung mit schwach entwickelten Auenböden gekennzeichnete, holozäne Auenterrassenniveau, das bis in die jüngste Vergangenheit im extremen Hochwasserüberflutungsbereich der Donau lag. Es setzt sich aus bisher sieben, unterschiedlich alten, mäandergeformten und lateral gewachsenen Reihenterrassen zusammen, deren Quartärbasis im allgemeinen tiefer als die der würmzeitlichen Terrassenflur liegt.

Flächenmäßig haben beide großen Terrasseneinheiten einen sehr unterschiedlichen Anteil am Aufbau des Donautalgrundes. So begleitet das Auenterrassenniveau im durchschnittlich 6 – 10 km breiten Talgrund zwischen Tegernheim und Bogen den auf dieser Talstrecke durch ausgeprägte Mäanderbögen gekennzeichneten Donaulauf als fast durchweg 2 – 3 km breite Zone, wobei in der Regel mehr als zwei Drittel des Talgrundes von Niederterrassenflächen eingenommen werden (Abb. 15, Abb. 21, Abb. 22).

3.3.1. Die Niederterrassen

Als ein wesentliches landschaftsbestimmendes Element des Donautales heben sich die Niederterrassen von den jüngeren und älteren Terrassenbildungen nicht allein durch ihre charakteristische Höhenlage im Talgrund (ϕ 4 – 7m ü. MW) ab. Auch durch das weitgehende Fehlen einer Löß- (Ausnahme: Talrandschwemmkegel) und Auensedimentbedeckung (Ausnahme: Hochwasserrinnenfüllungen) unterscheiden sie sich von ihnen in markanter Weise. Syngenetische Kaltklimaindikatoren (Kryoturbationen, Driftblöcke), der vertikale Aufbau ihrer Schotterkörper (V-Schotterfaziestyp) als Ausdruck eines weit verzweigten, breitbettigen Flusses (braided river) wie auch die weitflächigen, keineswegs holozänen Verhältnissen entsprechenden Terrassenausdehnungen belegen neben zahlreichen Funden gut erhaltener Mammutzähne (aus der NT3 bisher nicht bekannt) eindeutig ihre kaltklimatische Aufschotterung.
Typusgebiet aller drei Niederterrassen bildet der Raum zwischen Tegernheim und der Großen Laaber (Abb. 15). Zwischen dem nahe an die nördliche Talumrahmung des Vorderen Bayerischen Waldes angelehnten holozänen Auenniveau und den bogenförmig nach Süden zurückweichenden, lößbedeckten, tieferen Talhangterrassenflächen nehmen hier die Niederterrassen die größte zusammenhängende Fläche innerhalb des Untersuchungsraumes ein mit einer durchschnittlichen Breite von 5 – 6 km und einer maximalen Ausdehnung von ca. 9 km zwischen Illkofen und Tiefbrunn. Da in diesem Raum die Donau nach Aufschotterung der NT1 ihren Lauf im Spätglazial sukzessiv nach Norden verlagert hat, sowie in den Talabschnitten Barbing – Eltheim und Pfatter – Große Laaber das holozäne Auenniveau lediglich eine Breitenausdehnung von z.T. weit unter 2 km erreicht, sind hier alle drei Niederterrassen großflächig und im räumlichen Nebeneinander erhalten.

3.3.1.1. NT 1

Die NT1 erstreckt sich südlich der Donau als durchgehend erhaltene Terrassenfläche vom östlichen Regensburger Stadtrand – zwischen der B 15 und B 8 – über Neutraubling – Rosenhof – südlich von Geisling – südlich von Pfatter bis unterhalb der Großen Laaber (Abb. 15). Nördlich der Donau sind in diesem Raum keine NT1-Flächen erhalten. Ihre flächenmäßig größte Ausdehnung von über 5 km Breite erreicht sie zwischen Mintraching und Großer Laaber, wo sie in einem weiten Bogen fast 2,5 km weit nach Süden gegen die sie begrenzenden tieferen Talhangterrassen ausgreift. Von diesen hebt sie sich sowohl durch ihre fehlende Lößbedeckung

als auch die deutlich tiefere Lage ihrer Terrassenoberfläche deutlich ab. Die externe Terrassenbegrenzung zu den angrenzenden tieferen Talhangterrassen bildet im allgemeinen eine mehrere Meter hohe Stufe, die lediglich durch einmündende Seitenbäche u.a. Islinger Mühlbach, Lohgraben, Pfatter, Langenerlinger Bach, Gittinger Bach, Große Laaber und einzelne Trockentälchen unterbrochen wird.

Die NT1-Terrassenoberfläche besitzt ein dem rezenten Talmittelwasserspiegel (MW) entsprechendes Gefälle von ca. 0,35 ‰ und nimmt in ihrer Höhenlage von ca. 333 m ü. NN südlich Irlmauth auf ca. 326 m ü. NN westlich von Griesau ab. Als Relikt ehemaliger Flußarme (vgl. BRUNHUBER 1917: 69; LEGER 1965: 155) weist sie eine stärkere Reliefierung in Form mehrerer langgestreckter Rinnen auf, denen - als natürliche Leitlinie - die auf die Terrasse einmündenden oder die im Randsenkenbereich entspringenden Bäche und Rinnsaale folgen. Während diese Rinnen im externen, talrandnahen Terrassenbereich meist flache, z.T. über 300 m breite Einmuldungen darstellen, sind sie mit Annäherung an das spätglaziale (z.B. Aubach bei Irl) und holozäne (z.B. Geislinger Mühlbach, Pfatter) Donautal - als Folge dieser tieferen Vorfluterniveaus - von den ihnen folgenden Gewässern rückschreitend ausgeräumt worden. Als Rinnenfüllungen finden sich sandige NT1-Rinnensedimente (Abb. 10: Profil 3), bereichsweise überlagert von holozänen Kolluvien und Bachfüllungen. Außerhalb der Rinnen treten als weitere Decksedimente auf: z. T. mächtigere, sandig-schluffige, kiesführende Schwemmfächer und Lößschwemmschichten im externen, talrandnahen Terrassenbereichen sowie geringmächtige Flugsanddecken nahe der NT1-Terrassenstirn (z.B. "Mintrachinger Holz" Abb. 21). In den zentralen Terrassenbereichen steht hingegen der NT1-Schotterkörper unter einer meist 30 - 40 cm mächtigen, kiesführenden Verwitterungsdecke nahe der Oberfläche an.

Weit verbreitete, holozäne Bodenüberprägung der NT1 bilden rubefizierte Parabraunerden mit einer durchschnittlichen Tiefenlage des rotbraunen Bt-Horizontes bei 80 - 100 cm und einer Verwitterungstiefe bei 120 - 140 cm unter Flur (Tab. 17; weitere Bodenprofile in: SCHELLMANN 1988: Tab. 24 - 27). Im Bereich kryoturbater Verwürgungen, wo dem kalkungesättigten Sickerwasser Infiltrationsbahnen vorgezeichnet sind, greift sowohl die Lessivierungs- als auch die Verwitterungsdynamik entlang dieser Schwächezonen taschen-, keil- oder tropfenförmig 20 - 40 cm tiefer in den Schotterkörper (Tab. 17) und zeichnet die Kryoturbationen nach. Die Ausbildung eines rötlichbraunen Bv-Horizontes oder eines Bbv-Horizontes mit rötlichbraunen Bv-Bändern in hellbraungelber, gering verwitterter Grundmasse ist von der Lösungsdurchlässigkeit des Substrates abhängig. Bv-Horizonte bilden sich daher meist in matrixreichen Schotterhorizonten (Tab. 17), wohingegen Bbv-Horizonte bei Wechsellagerung von schluffarmen Sandbändern mit matrixreichen Schotterlinsen bzw. -lagen oder von schluffarmen mit stärker schlufführenden Sandbändern auftreten. Die rote Farbtönung der Bt- und Bv-Horizonte wird nach Untersuchungen von SCHWERTMANN et al. (1982) an vergleichbaren Parabraunerden auf Kalkschottern des nördlichen Alpenvorlandes und Oberrheingrabens durch die Bildung von Hämatit hervorgerufen und als Ausdruck eines trockenen Bodenklimas (SCHWERTMANN et al. 1982: 221) angesehen.

Hinsichtlich der zeitlichen Einordnung der im Alpenvorland auf kalkgeröllreichen, würmzeitlichen Schottern weit verbreiteten rötlichen Parabraunerden (Synonyma in der Lit.: rubefizierte Parabraunerden, Blutlehm, Schotterlehm), stehen sich zwei Auffassungen gegenüber:

1. Zum einen wird die Auffassung vertreten (u. a.: DIEZ 1968; JERZ 1983; BUCH 1988: 77ff.), daß sie Ausdruck einer intensiven spätglazialen Bodenentwicklung sind. Als Anhaltspunkte werden kryoturbat verzogene Bt-Horizonte, spätglaziale Flugsandüberdeckungen wie auch das Fehlen dieser Bodenbildung auf jungtundrenzeitlichen und holozänen Terrassenbildungen angeführt. Entgegen dieser Auffassung ist im Untersuchungsgebiet auch auf der jungtundrenzeitlichen NT3 der Donau oberhalb der Isarmündung dieselbe Bodenbildung in gleicher Ausprägung weit verbreitet. Dagegen ist das Fehlen einer entsprechenden Bodenbildung auf den holozänen Terrassen im gesamten Untersuchungsgebiet, einschließlich der NT3 an der Isar (Kap. 2.3.2.1.) und an der Donau unterhalb der Isarmündung (Kap. 4.3.2.) auf ihre morphologisch tiefere Lage im Talgrund und das damit über lange Zeit des Holozäns oder bis heute anhaltende semiterrestrische Bodenbildungsmilieu zurückzuführen (Kap. 2.3.1.2.: verschiedene Bodenbildungen auf der NT2 der Isar entsprechend unterschiedlicher Grundwasserverhältnisse inner- und außerhalb des Isarengtalbereiches). Eine kryoturbate Verwürgung des Bt-Horizontes konnte bisher in keinem der zahlreichen Aufschlüsse beobachtet werden. Vielmehr zeichnet die Bodenbildungsdynamik die durch die Verwürgungen geschaffenen Schwächezonen nach, so daß sie je nach Ausprägung der Kryoturbationen entlang dieser Schwächezonen taschen-, keil- oder tropfen-

Tab. 17: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Donau bei Harting" (Ha 1, Abb. 15)

Ort: Kiesgrube nördl. Harting, Profil 1 (Ha 1)
TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching **R** 451365 **H** 542808
Aufnahmedatum: 9.9.84
Geländeposition : zentraler NT1-Terrassenbereich, ca. 333 m ü. NN.
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	15	Av 100	15	Schluff, fs', fki/mki-führend', h, dbr, entkalkt
AhAl	45	Av 99	45	Schluff, fs', fki/mki-führend', hgrbr, entkalkt
Bt	70	Av 98	70	Lehm, u, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, entkalkt
II Bt	115	Av 97	115	Mittelkies, gs , u, l, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, karbonatgeröllfrei, k''- entkalkt
Bv	155	Av 96	155	Mittelkies, gs, l', hrotbr, vereinzelte mürbe Karbonatgeröllreste, k''- entkalkt
Ckc	160	Av 95	160	sek. Karbonatausfällung als schichtige, Kryoturbationen nachzeichnende , u, fs Kalkweißausfällung, k
C	175	Av 94	175	Mittelsand, fs mit Fki, mki - Lagen, hgr, k
C	*	Av 93	>210	vorwiegend mki NT1 L-Schotter

* bis 4,6 / 5,0 m unter Flur (2,6 - 2,0 m ü. MW) : horizontal geschichteter NT1 - Terrassenschotter mit Driftblöcken bis 170 x 100 x 70 cm und liegender Basisblocklage(meist bis 20 cm ø , z.T. 30 cm ø) von durchschnittlich 30 - 60 cm Mächtigkeit
bis 6 m unter Flur (1 m ü. MW) : in Rinnen eingelagerter älterer Sockelschotter mit ausgeprägter Basisblocklage (bis 22 cm ø)
Quartärbasis zwischen ca. 328 m und 327 m ü. NN.: blgr Tertiärtone (Miozän)

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C(%)	Fe_t(%)	Fe_d(%)	Fe_d / Fe_t(%)
Av 100	0,0	0,93	2,1	0,61	29,2
Av 99	0,0	0,99	2,4	0,54	23,0
Av 98	0,0	0,26	4,6	1,28	27,7
Av 97	2,0	0,21	2,2	0,89	40,3
Av 96	2,7	0,05	1,0	0,40	40,4
Av 95	61,1	0,24	1,0	0,25	24,5
Av 94	10,7	0,04	1,1	0,25	22,7
Av 93	8,2	0,02	0,7	0,19	27,1

Pr.-Nr.	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	Gewichtsprozente
Av 100	6.2	16.1	21.2	21.5	17.2	6.7	11.2	
Av 99	4.7	15.3	21.1	22.3	15.7	9.4	11.5	
Av 98	5.2	8.3	10.8	16.2	18.0	8.6	32.9	
Av 97	44.5	21.3	8.6	4.8	2.0	2.1	16.6	
Av 96	35.9	43.6	10.5	2.6	1.1	0.1	6.2	
Av 95	12.3	20.3	15.9	12.1	18.4	6.7	14.3	
Av 94	12.6	59.9	19.2	3.7	1.4	0.2	2.9	
Av 93	1.5	73.5	15.4	6.3	0.0	0.6	2.7	

förmig sowie bei kleineren, oberflächennahen Verwürgungen auch als Verwitterungshof tiefer und an Intensität abnehmend in den Schotterkörper reicht. Eine Verwürgung von Bodensubstrat und dem unverwitterten oder auch geringer verwitterten Schotter konnte nicht beobachtet werden. Bei Überdeckung durch spätglaziale Flugsande greift häufig die Lessivierung durch die sterile Flugsanddecke hindurch und fängt sich erst im unterlagernden Auen- oder Flußbettsediment (Kap. 3.3.1.2.), d.h. der den Flugsand unterlagernde Bt-Horizont stellt keinen fossilen, spätglazialen Bodenhorizont dar.

2. Als entgegengesetzte Auffassung wird eine postglaziale Parabraunerdebildung angenommen (KRAUS 1922; LAIS 1940; BRUNNACKER 1957; ders. 1964; MOLL 1970; WILKE 1975), wobei BRUNNACKER (1957: 57 – 66) hervorhebt, daß den älteren würmzeitlichen Schotterflächen im Spätglazial durch Frostverwitterung und eine gewisse Entkalkung (Schotterzersatzzone; s. a. Kap. 2.3.2.1.) ein so großer Vorsprung in der Bodenentwicklung gegeben wurde, daß allein auf ihnen sich im Postglazial Parabraunerden ("Schotterlehm" sensu BRUNNACKER) entwickeln konnten. Da im Untersuchungsgebiet Parabraunerden in gleicher Ausprägung und Entwicklungstiefe sowohl auf den älteren wie auch auf der jungtundrenzeitlich in Aufschotterung begriffenen NT3 ausgebildet sind, kann eine spätglaziale Materialvorverwitterung auf die weitere Bodenentwicklung keinen wesentlichen Einfluß genommen haben.

Bezüglich der weiteren zeitlichen Fixierung der rotbraunen Parabraunerdebildungen weichen die Auffassungen deutlich voneinander ab. Während nach WILKE (1975: 168) aufgrund terrassenstratigraphischer Überlegungen die rubefizierten Parabraunerdebildungen – begünstigt durch ein trockenes, warmes Klima – im Boreal stattfanden, sieht MOLL (1970: 67ff., 123ff., 146) sie unter Einbeziehung urgeschichtlicher und vegetationskundlicher Befunde als Ausdruck eines postglazialen Wärmeoptimums während der Eichenmischwaldzeit, wobei er für klimatisch besonders begünstigte Gebiete wie den Oberrhein eine Weiterbildung in abgeschwächter Form bis heute annimmt. Dagegen sieht er sie in Oberschwaben und dem Bodenseegebiet als seit der Bronzezeit abgeschlossen an. Diese Einstufung stützt sich wesentlich auf urgeschichtliche Grubenfüllungen, die LAIS (1940) unter anderem von der Niederterrasse bei Endingen am Kaiserstuhl beschreibt. Da dort graue, bandkeramische Grubenfüllungen im Hangenden von einem rotgefärbten Boden überlagert werden, die Füllungen einer endneolithischen Grube bereits entsprechendes Bodenmaterial aufweist und die braunen Füllungen hallstattzeitlicher Gruben – ohne Anzeichen einer stärkeren Verwitterung – in diese Bodenbildung eingeschnitten sind, setzt LAIS (1940: 163f.) für die Ausbildung dieser roten Böden einen Zeitraum vom späten Neolithikum bis zur ausgehenden Bronzezeit an. Hallstattzeitliche und jüngere Kulturstufen sind nach ihm durch eine Braunverwitterung gekennzeichnet. Entsprechende Hinweise zur Bildungszeit der rotbraunen Parabraunerden (SCHELLMANN 1988: 182ff.) auf den Niederterrassen an der Donau ergaben sich bei Ausgrabungen des Denkmalpflegeamtes Regensburg auf der NT1 nördlich von Harting (den Grabungsleitern Frau G. Malcher M. A. und Herrn Dipl. Geol. W. Höllerer sei an dieser Stelle für ihre Hilfsbereitschaft herzlich gedankt). Während die band- und stichbandkeramischen Gruben- und Pfostenlöcherfüllungen von der Parabraunerdebildung nachträglich vollständig überprägt worden sind, und z. T. im Bereich der Pfostenlöcher die Bodenbildung als kräftiger dunkelrotbrauner Hof mit deutlich ausgeprägten Tonbelägen auf den Aggregatoberflächen bis 30 cm tiefer als in dem angrenzenden, anthropogen ungestörten Terrassenbereichen in den Terrassenschotter reichte, waren die hellbraungrauen Füllungen hallstatt- und römerzeitlicher Gruben bzw. Gräben in den Bt-Horizont eingesenkt. Daher ist die Hauptbodenbildungszeit der Schotterparabraunerden – ebenso wie die der Lößparabraunerden – als post-bandkeramisch und prä-hallstattzeitlich anzusetzen. In dem nachfolgenden, ebenso fast 3000 Jahre umfassenden Zeitraum des Subatlantikums reichte die pedogene Dynamik weder aus, die bereits bestehenden Bodenmächtigkeiten der Parabraunerden erkennbar z. B. an einem Tiefergreifen der Bodenbildung entlang der Außenzonen der hallstatt- oder römerzeitlich gestörten Bereiche – wie es bei den band- und stichbandkeramischen Füllungen häufig zu beobachten war – zu erhöhen, noch eine kräftigere pedogene Überprägung ihrer hellbraungrauen Füllungen zu bewirken.

Wie innerhalb großflächiger, den NT1-Sedimentkörper bis zum präquartären Sohlgestein offenlegender Aufschlüsse westlich von Harting einzusehen war, baut er sich aus einem horizontal- und/oder troggeschichteten V-Schotter auf. Einzelglieder seiner fluviatilen Serie (SCHIRMER 1983: 24ff.) sind (Abb. 18; Tab. 18):

1. eine basale, bereichsweise skelettschotterstreifige Basisblocklage (residuale Lage). Als meist matrixarme, 30 – 60 cm mächtige Blocklage besteht sie vorwiegend aus Blöcken bis 20 cm Durchmesser, teilweise bis 30 cm Durch

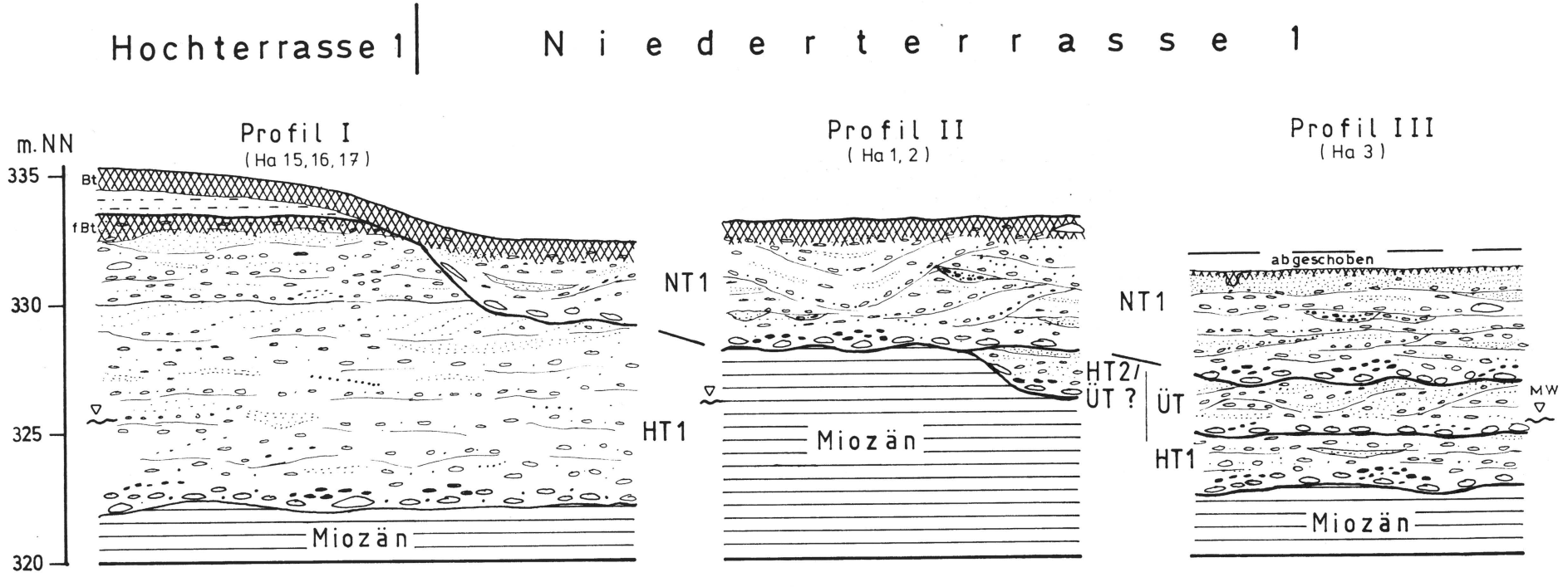
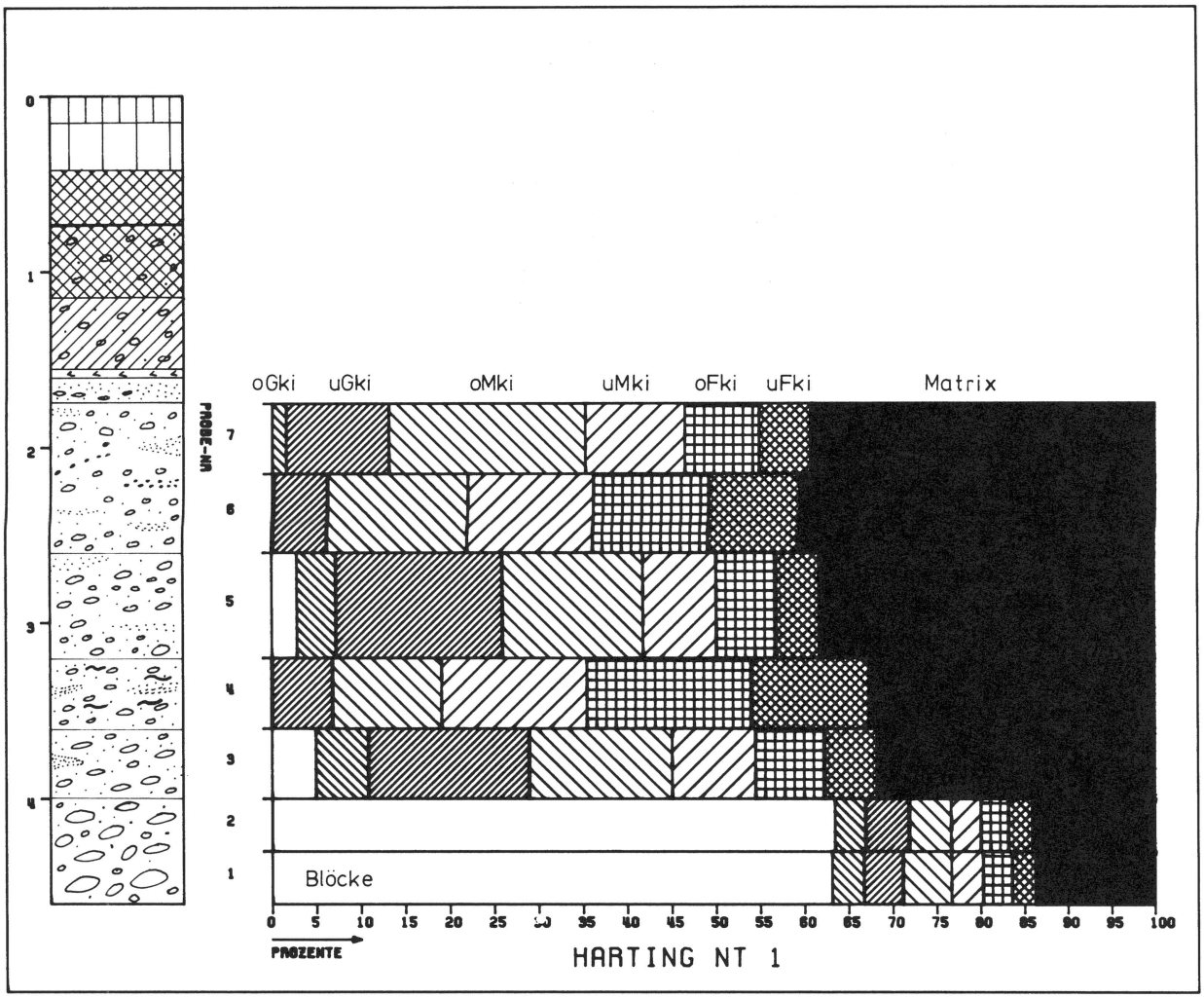


Abb. 18: Sedimentologischer Aufbau der HT1 und NT1 im Raum Regensburg–Harting (Profile Harting 1 bis 3, 15 bis 17 in Abb. 15)

Tab. 18: Schotterkörperaufbau der NT1 bei Harting (Ha 1, Tab. 17)



messer, wobei vereinzelt auch kubikmetergroße Malmkalk- oder Kristallinblöcke eingelagert sind.

2. eine hangende, kiesige Flußbettfazies. In ihr spiegelt sich im vertikalen und horizontalen Wechsel von stärker grobkiesigen und stärker feinkiesigen Schotterlagen unter Einschaltung von Sandlinsen die häufigen Bettverlagerungen eines weitverzweigten, vielarmigen Flußlaufes wider.
3. im Bereich der jüngsten, morphologisch als Rinnen erhaltenen Paläoflußarme geht die kiesige Flußbettfazies in eine fein- bis mittelsandige Rinnenfazies über (Abb. 18: Profil Ha3). In ihr manifestiert sich das Verlassen des NT1- mit dem Rückzug auf das NT2-Flußbettareal.

In einzelnen Talgrundbereichen lagert die NT1-Terrassenbasis – wie im Profil Ha1 der Abb. 18 – in ca. 1 – 2,5 m Höhe ü. MW unmittelbar der präquartären Talsohle auf. In den von der Ausräumung durch die HT2, HT1 und ÜT betroffenen NT1-Bereichen wird jedoch ihr Sedimentkörper von entsprechend älteren Sockelschottern unterlagert. Die Aufschlußprofile Ha2 und Ha3 in Abb. 18 wurden in derartigen Talpositionen aufgenommen. Dabei treten im Bereich der HT1-Tiefenrinne (Abb. 18 Profil Ha3) teilweise Stapelungen von drei unterschiedlich alten Schotterkörpern auf:

- einem liegenden HT1-Sockelschotter mit einer Basis bei ca. –3 m u. MW
- einem mittleren ÜT-Schotter mit einer Basis bis ca. –0.5 m u. MW
- und dem abschließenden NT1-Sedimentkörper mit einer Basis bei ca. 1,5 m ü. MW.

Jeder Schotterkörper baut sich auf aus einer bereichsweise skelettschotterstreifigen Basisblocklage und einer hangenden, kiesigen, horizontal-

oder auch troggeschichteten Flußbettfazies. Insbesondere der mittlere ÜT-Schotter hebt sich durch seine ausgeprägte Trogschichtung, seine starke Sandstreifigkeit und seine hellere Farbe deutlich von dem überlagernden NT1- und dem liegenden HT1-Schotter ab. Auffallend ist die gute Übereinstimmung dieser Aufschlußbeobachtungen mit den beiden Konzentrationen der Quartärbasiswerte der aus dem NT1-Bereich vorliegenden Bohrungen (Abb. 19):

- zum einen im Bereich um 2 m ü. MW. Dort lagert die NT1 wohl unmittelbar dem Miozän auf.
- zum anderen im Bereich des Talmittelwasserspiegels. Hier wird die NT1 wahrscheinlich von in Rinnen erhaltenen ÜT- oder HT2-Sockelschottern unterlagert.

Quartärbasiswerte unterhalb von -2 m u. MW treten innerhalb der NT1 allein im Bereich der HT1-Tiefenrinne auf.

Als Indikatoren für eine Akkumulation unter kaltklimatischen Bedingungen finden sich insbesondere in den hangenden Partien der NT1 häufig syngenetische Kryoturbationen, vereinzelt Tropfenböden, Frostblöcke und bis kubikmetergroße, oberflächennahe Driftblöcke mit Kantenlängen von 115 x 80 x 60 cm. Intensive Kryoturbationen reichen zudem von der Schotteroberfläche teilweise bis 2 m tief in den Terrassenkörper. Daher ist die NT1 nicht nur unter kaltklimatischen Bedingungen aufgeschottert worden, sondern hat auch noch postsedimentär entsprechende Klimabedingungen erlebt. Sie sind in Form von epigenetischen Kryoturbationen ihres Sedimentkörpers, in der Zerschneidung ihrer Terrassenfläche durch ein Trockental am östlichen Ortsrand von Neutraubling, in Flugsandüberdeckungen wie z. B. im Mintrachinger Holz, in mächtigeren aufgesetzten, teilweise aus heutigen Trockentälern geschütteten Talrandschwemmkegeln dokumentiert worden. Da sie frei von einer äolischer Lößbedeckung ist, war sie noch zur Zeit der weitflächigen Ablagerung des jungwürmzeitlichen Lößrhythmus V in Ausbildung begriffen. Sie entspricht daher der klassischen, mit den Jungendmoränen verknüpfbaren, hochwürmzeitlichen Hauptniederterrasse des Alpenvorlandes.

3.3.1.2. NT 2

Talintern der NT1 vorgelagert, ist die NT2 im Raum Tegernheim - Große Laaber lediglich südlich des heutigen Donaulaufes erhalten: als bis zu 2 km breite Terrassenfläche im Raum Irl - Eltheim und zum anderen mit über 1 km Breite talabwärts im Raum Pfatter - Griesau (Abb. 15, Abb. 21). Talabwärts erstrecken sich weitere NT2-Terrassenflächen :

- nördlich der Donau im Raum Kirchroth - Parkstetten (Abb. 13; Abb. 22)
- südlich der Donau zwischen Unteröbling - Sand - Hunderdorf (Abb. 21). Dort entspricht sie z. T. BRUNNACKERs (1956) "Niederterrasse mit Talsand und Flugsandüberdeckung". Diese von BRUNNACKER abgegrenzte Niederterrassenbedeckung umfaßt aber auch talinterne Bereiche der südlich Hunderdorf angrenzenden, durchschnittlich 1 m höheren NT1-Terrassenfläche.

Ebenso wie die NT1 dacht die NT2 mit einem Oberflächengefälle von ca. 0,35 ‰ von 331 m ü. NN bei Barbing auf 324 ü. NN östlich von Griesau ab. Ihren äußeren Terrassenrand bilden großbogige Mäanderbögen, morphologische Randsenken. Gegen die NT1 ist sie so durch einen meist deutlich ausgeprägten Stufenrand von 1 - 2 m Höhe abgegrenzt. Dabei schneiden ihre Paläorinnen diskordant die der NT1. Zudem hebt sie sich von der NT1 sowohl durch ihre 1 - 2 m tiefere Lage im Talgrund bei durchschnittlich 5 - 5,5 m ü. MW als auch eine wesentlich geringere Oberflächengliederung deutlich ab. Im Gegensatz zu der von zahlreichen Rinnen gegliederten und von Rinnsalen und Seitenbächen zerschnittenen NT1 ruft ihre Terrassenfläche den Gesamteindruck einer fast ebenen, wenig reliefierten Oberfläche hervor. Einzelne meist sehr flachmuldige Rinnen wie auch bis zu einem Meter hohe Dünen entlang ihrer Terrassenstirn stören diesen Eindruck kaum.

In der in einzelnen Kiesgruben bis 2,4 m über Grundwasser aufgeschlossenen NT2 zeigen sich weder in ihrem meist horizontal geschichteten oder auch trogförmig schräggeschichteten Schotterkörper noch in dessen kiesig-sandigen Substrat Unterschiede zum NT1-Sedimentkörper. Syngenetische Kryoturbationen mit bis 1 m steil gestellten Schotterlagen und tropfenförmig bis 30 cm tief eingesunkenen schluffig-feinsandigen Ms-Lagen belegen eindeutig ihre Akkumulation unter Kaltklimabedingungen.

Wie die auf der NT2 niedergebrachten Bohrungen (Abb. 19) zeigen, schwankt in ihrem Bereich die Quartärbasis - außerhalb der HT1-Tiefenrinne - zwischen -1 m u. MW bis max. 2 m ü. MW mit einer Konzentration der Basiswerte zwischen 0,5 m bis max. 2 m ü. MW. Da in keinem der Aufschlüsse die Terrassenbasis selbst bei niedrigem Grundwasserspiegel wie Ende Juni 1984 in der Ksg. "Barbing 2" mit ca. 2 m ü. MW erschlossen war, ist unter Einbeziehung der vorliegenden Bohrungen anzunehmen, daß ihre Tiefenlage in etwa im Bereich zwischen 0,5

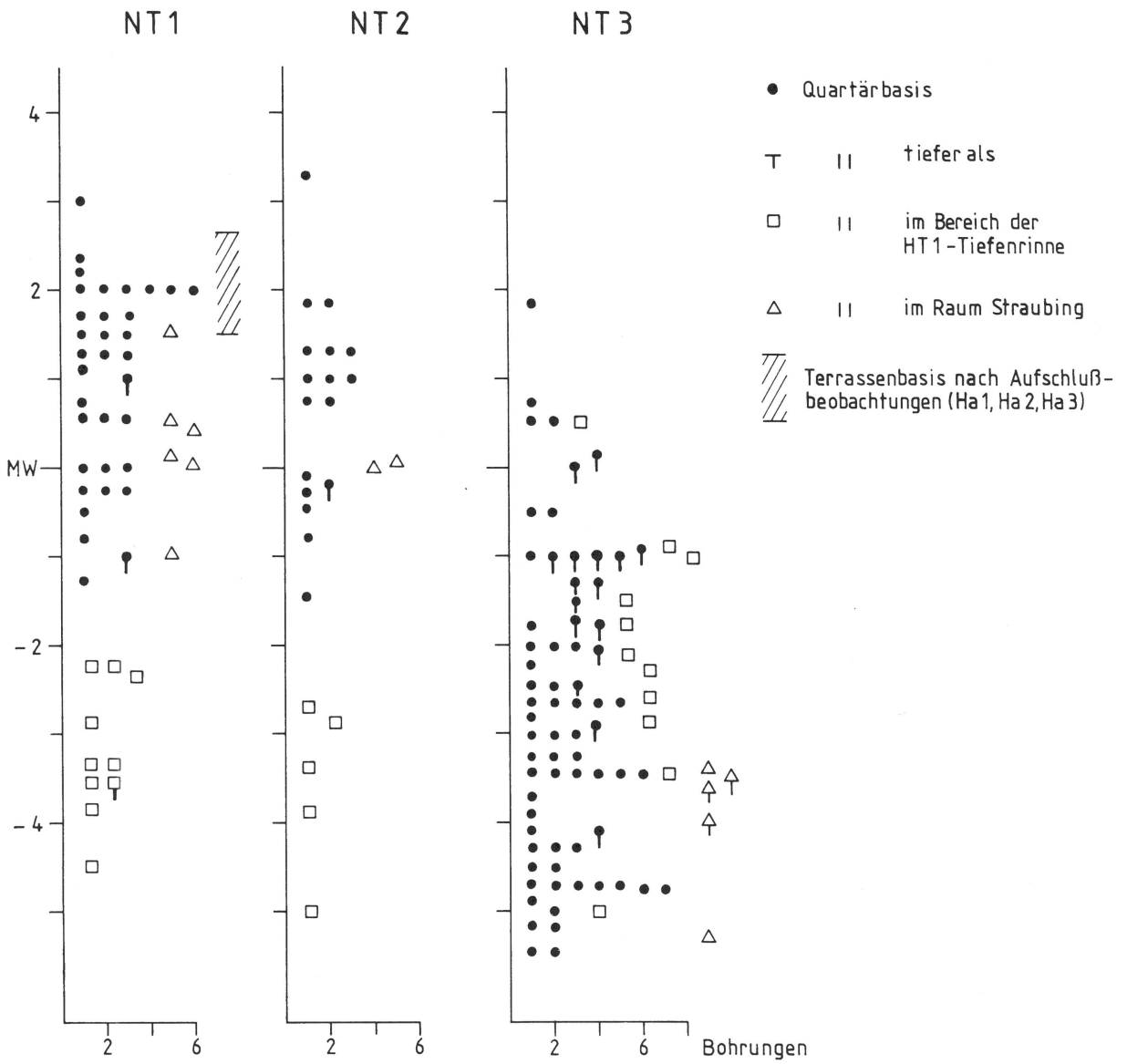


Abb. 19: Tiefenlage der Quartärbasis bezogen auf den Talmittelwasserspiegel der Donau bei tertiärem Sohlgestein nach Bohrungen im Niederterrassenbereich zwischen Tegernheim und Gmünd sowie im Raum Straubing (Bohrverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Beilage 6, 7, 13)

m bis max. 2 m ü. MW liegt. Die in den Bohrungen (Abb. 19) unterhalb und im Bereich des Mittelwasserspiegels liegenden Quartärbasiswerte können – ebenso wie auf der NT1 – auf einen in Rinnen eingelagerten, älteren Sockelschotter (ÜT/HT2 ?) zurückgeführt werden.

Stärker als die NT1 wird die kiesige NT2-Flußbettfazies in Rinnen und rinnennahen Bereichen von – je nach Reliefposition – unterschiedlich mächtigen, sandig-schluffigen Auensedimenten überdeckt. Durch Grund- und Stauwasser bedingt, ist insbesondere ihr Randsenkenbereich pedologisch durch einen ausgeprägten Feuchtbodencharakter mit anmoorigen, z. T. niedermoorigen Bodenbildungen gekennzeichnet. Außerhalb dieser morphologischen Tiefenzonen reicht ihr Schotterkörper bis an die Oberfläche. Dort bilden ebenso wie auf der NT1 rubefizierte Parabraunerden den rezenten Oberflächenboden. Eine differenzierte Bodenabfolge tritt dagegen im Stirnbereich der NT2 auf, da sie dort in bis zu 300 m Breite (z. B. Abb. 21) von durchschnittlich 30 – 50 cm mächtigen Flugsanden überlagert wird. Diese Flugsandüberdeckung greift sowohl über das kiesige NT2-Flußbettsediment wie auch die in Rinnen eingelagerten Auensedimente hinweg. Bereichsweise bildet der Flugsand einzelne langgestreckte, in NNW/SSE-Richtung ziehende, bis maximal 1,5 m höhere Dünenkuppen. Innerhalb der Dünen belegen

Tab. 19: Bodenprofil "Braunerde auf jungholozäner Düne mit fossiler rubefizierter Bänderparabraunerde auf der NT2 der Donau" (Ba 1, Abb. 15)

Ort: Kiesgrube Barbing - E (Ba 1), an der B 8 nach Straubing
TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching **R** 451726 **H** 542823
Aufnahmedatum: 8.4.85
Geländeposition : flugsandüberdeckte Terrassenstirn der NT2, ca. 330 m ü. NN.
Nutzung : Wald

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften	
Ah	25	Av 210	25	Mittelsand, fs, h, dgrbr, entkalkt	*
Bv	45	Av 209	45	Mittelsand, fs, hgbbr, entkalkt	
fAh	60	Av 208	60	Mittelsand, fs, h', grbr, entkalkt	Disk.
Al	70	Av 207	65	Mittelsand, fs, hgrgb, entkalkt	
		Av 206	70		
Bbt	95	Av 205	85	Feinsand, ms, l, drotbr cm-starke	
		Av 204	95	Bbt-Bänderung in rötlgb. Grundmatrix an der Basis Steinsohle mit zahlreichen Windkantern, in Frostspitzen bis 15 cm tief ins Liegende eingreifend, entkalkt	**
II SdBt	140	Av 203	110	Lehm, u, fs",t', ausgeprägte Ton-	Disk.
		Av 202	130	beläge, Pseudogleyfahnen', Fe-Mn	***
		Av 201	140	konkretionen, entkalkt	
III Bt	160	Av 200	160	Mittelkies, fki, gs, l', ausgeprägte Tonbeläge, rotbr, entkalkt	Disk.
Cc	170	Av 199	170	Feinsand, ms, fki", hgr, k	****
C	> 240	Av 198	195	horizontal geschichteter, vorwiegend mittelkiesiger NT2-Schotterkörper	

* Flugsand II (Jungholozän) *** Hochflutlehm (Bölling / Älteste Tz.)
** Flugsand I (J. Tz.) **** NT2-Schotterkörper (Älteste Tz.)

Grundwasserspiegel bei: 240 cm unter Flur

Analysendaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C(%)	Fe_t(%)	Fe_d(%)	Fe_d / Fe_t(%)
Av 210	0,0	0,60	0,9	0,31	34,8
Av 209	0,0	0,13	0,9	0,32	37,2
Av 208	0,0	0,25	0,8	0,22	26,5
Av 207	0,0	0,07	0,9	0,20	21,0
Av 206	0,0	0,09	1,3	0,35	27,6
Av 205	0,0	0,09	2,4	0,96	39,7
Av 204	0,0	0,10	3,2	1,11	34,3
Av 203	0,0	0,14	3,6	1,13	31,2
Av 202	0,0	0,16	3,5	1,02	29,5
Av 201	0,0	0,17	3,3	0,89	27,1
Av 200	0,0	0,16	3,3	0,91	27,7
Av 199	24,8	0,05	1,0	0,17	17,9
Av 198	13,3	0,02	1,2	0,17	14,5

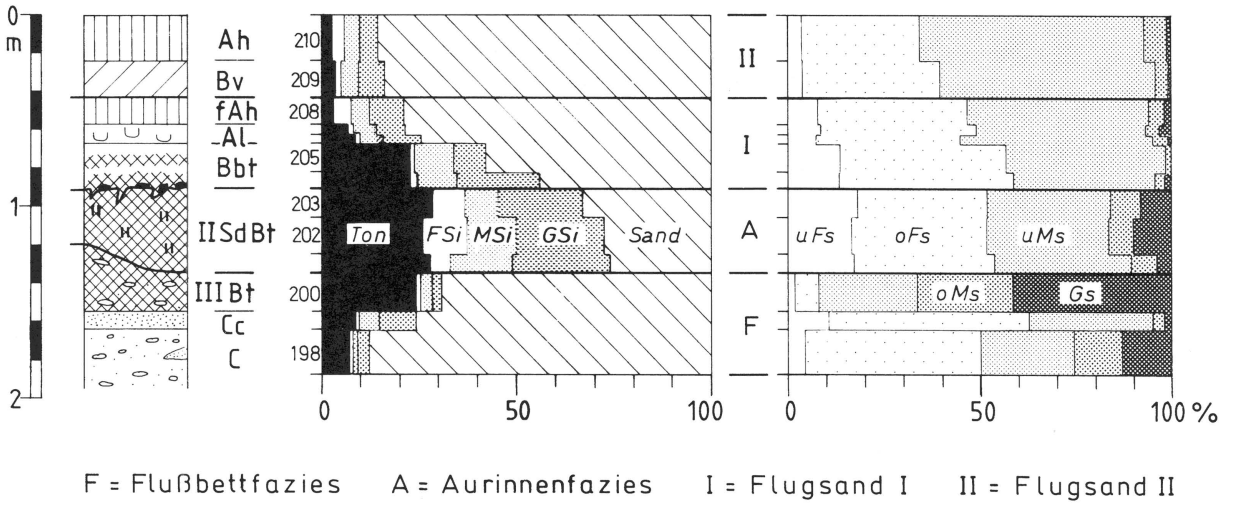


Abb. 20: Korngrößendiagramm des Bodenprofils "Braunerde auf jungholozänem Flugsand mit fossiler rubefizierter Parabraunerde auf der NT2 der Donau östlich von Harting" (Profilbeschreibung in Tab. 19)

häufiger erhaltene, bis 15 cm mächtige, fossile Humushorizonte (Tab. 19) eine Zweiteilung in:

- einen liegenden, älteren Flugsand I. Er greift mit einem bis zu 25 cm tiefen Frostspaltenhorizont in die unterlagernde NT2-Rinnenfazies ein. Im älteren Holozän wurde er durch eine kräftige, rubefizierte Bänderparabraunerde überprägt.
- einen hangenden, jüngeren Flugsand II. Er ist eine Folge sekundärer, jungholozäner Umlagerungen, wie seine schwache Bodenüberprägungen durch Regosole oder Braunerden belegen.

In ihrer Korngrößenzusammensetzung (Abb. 20) werden beide Flugsande außerhalb des liegenden Bbt-Horizontes (Proben: Av 204, Av 205) durch das Vorherrschen der Sandfraktion mit über 75%-Anteilen charakterisiert. Dabei nimmt der Median von der siltigen Aurinnenfazies von 0,016 - 0,02 mm, über den basalen, pedogen stärker überprägten Bbt-Horizont des Flugsand I von 0,05 (Probe: Av 204) auf 0,09 mm (Probe: Av 205) bis zum Top des Flugsand I auf 0,16 mm (Probe: Av 206 bis 208) zu. Im abschließenden Flugsand II zeigt sich eine deutliche Kornvergröberung sowohl im höheren Medianwert von 0,22 mm (Probe: Av 209 bis 210) wie auch im Überwiegen des uMs-Anteils am Gesamtsandgehalt. Bei der Reaktivierung des älteren, pedogen kräftig überprägten Flugsand I erfolgte somit eine Korngrößenselektion in Form einer stärkeren Auswehung des Kornanteils von <0,1 mm (< oFs) und dadurch eine Anreicherung der nur kleinräumig umgelagerten, gröberen Sandkomponenten.

Wichtige Hinweise zur Altersstellung der NT2 und ihrer internen Flugsand I-Überdeckung ergeben sich aus dem Nachweis jungpaläolithischer bis mesolithischer Siedlungsstellen aus dem Flugsandareal östlich von Barbing (REISCH 1974; WERNER & SCHÖNWEISS 1974; SCHÖNWEISS & WERNER 1975; SCHIER 1985: Beilage 2). In den Flugsand eingetieft und daher bezüglich der Flugsandablagerung als Altershinweis post quem konnte bisher neben früh- bis spätmesolithischen Siedlungsstellen ein epipaläolithischer Rastplatz nachgewiesen werden, den WERNER & SCHÖNWEISS (1974: 118) mit der fränkischen "Atzenhofer Gruppe" - möglicherweise einer Spätphase derselben - parallelisieren. An der Basis des Flugsandes unmittelbar dem Auelehm auflagernd, von einer nachfolgenden Frostbodenphase und der Flugsandüberdeckung gestört (freundl. mündl. Mitt. von Herrn Werner bei einer gemeinsamen Begehung des Flugsandareales östlich von Barbing im Sept. 1984; auch: REISCH 1974: 53f., 68), wurde östlich von Barbing, in der inzwischen verfüllten Ksg. "Hötzl" eine jungpaläolithische Freilandstation entdeckt (Abb. 21). Deren Inventar ist nach REISCH (1974: 68) einem späten Magdalenien im weiteren Sinne zuzuordnen. Daher ist - in Analogie zum westlichen Mitteleuropa - eine Datierung in die Ältere Tundrenzeit anzunehmen. Zu dieser Zeit war sowohl die Ausbildung der NT2 wie auch die Ablagerung der NT2-Aurinnenfazies abgeschlossen. Für die Ablagerung des Auelehms, der erst postsedimentär eine kaltklimatische Überprägung - Frostbodenphase - erfahren hat, ist daher eine Einstufung ins Bölling anzunehmen. Damit dürfte die kaltklimatische NT2-Aufschotterung präbölling mit Ausgang der Ältesten Tundrenzeit geendet haben. Die Anwehung des Flugsandes unter Kalt-

klimabedingungen – Frostbodenphase – ist postbölling wohl weitgehend in die Kaltphase der Jüngeren Tundrenzeit zu stellen. Als Auswehungsgebiet fungierte das zu dieser Zeit unmittelbar nördlich in Aufschotterung begriffene NT3–Flußbett. Mit der Ausbreitung einer dichten Waldvegetation und dem Rückzug der Donau auf das schmale, als Auswehungsgebiet entfallende holozäne Donaubett endete an der Wende Spätglazial/Holozän die Flugsand–Akkumulation. Flächenhafte Rodungen in historischer Zeit sind als Ursache für kleinräumige Umlagerungen der Flugsande – Flugsand II – anzusehen.

3.3.1.3. NT 3

Als jüngste der drei Niederterrassen begleitet die NT3 (Abb. 21) die weitbogig geschwungene holozäne Donauaue teils am nördlichen (Tegernheim – Sulzbach; östlich Frengkofen – Kiefenholz; südöstlich Niederachdorf), teils am südlichen Auenrand (Sarching – Illkofen; Pfatter – Große Laaber). Selten jedoch ist sie beiderseits (Sarching – Sulzbach; Pfatter – Oberachdorf; Aholfing – südöstlich Niederachdorf) des Auenniveaus erhalten. An letzteren Stellen läßt sich ablesen, daß die Donau zur Zeit der NT3, d. h. im ausgehenden Spätglazial (s. u.), verglichen mit dem im gesamten Holozän ausgebildeten Auenniveau, einen fast doppelt so breiten Talboden mit einer maximalen Breite von rd. 3,8 km ausgefüllt hat und daher durch eine völlig anders geartete Flußdynamik (s. u.) gekennzeichnet gewesen sein muß. Ihre Talbreite liegt jedoch deutlich unter der der NT1, bei der allein die erhaltene Terrassenfläche zwischen dem Externrand der NT2 bei Eltheim und dem Hochterrassenrand bei Sengkofen über 6 km Breitenausdehnung erreicht.

Ebenso wie die beiden älteren Niederterrassen weist die NT3 ein Oberflächengefälle von ca. 0,35 ‰ auf und nimmt in ihrer Höhenlage von ca. 331 m ü. NN bei Tegernheim auf ca. 323 m ü. NN südlich von Aholfing ab. Mit einer durchschnittlichen Erhebung von 4 – 4,5 m ü. MW bzw. 2 – 2,5 m über dem Auenniveau ist sie rd. 1 m niedriger als die NT2 und liegt rd. 2 – 2,5 m tiefer als die NT1.

Wegen ihrer morphologisch relativ tiefen Lage im Talgrund stufte bereits LEGER (1965: 156) die NT3–Terrassenfläche bei Tegernheim als eine jüngere Terrassenbildung ein, ohne jedoch eine genauere zeitliche Fixierung vorzunehmen. RÜCKERT & KÖHLER (1976: 60f.) kommen für die NT3 im Raum nördlich von Kiefenholz als "obere Auenstufe" sogar zu einer holozänen Altersstellung (ausführlich in: SCHELLMANN 1988: 196f.). Keiner der bisherigen Bearbeiter erkannte die ebenso tiefe morphologische Lage der NT3–Fläche zwischen Sarching und Illkofen. Talabwärts erstrecken sich u.a. weitere NT3–Terrassenflächen in morphologisch entsprechend tiefer Lage im Talgrund:

- oberhalb Straubing bei Kagers, wo die NT3 lediglich relikthaft erhalten, halbinselartig als 1 – 2 m höheres Terrassenniveau in die holozäne Donauaue hineinragt (Abb. 22). Ein im Zuge der Erweiterung der Schiffahrtstraße am Donauprallhang nördlich Kagers sich ergebender kurzfristiger Aufschluß erschloß sie in ca. 250 m Breite und bis in ca. 5 m Tiefe. Er zeigte ihren horizontal geschichteten V–Schotterkörper, der in den hangenden Partien zunehmend sandstreifiger, mit einer 1 – 1,5 m mächtigen Sandlage mit hangender rötlichbrauner Parabraunerdeüberprägung abschloß.
- unterhalb von Straubing setzt die NT3 südlich der Donau bei Sand als schmale Terrassenleiste ein. Zwischen Sand bis unterhalb von Hermannsdorf begleitet sie die in diesem Raum lediglich 500 – 750 m breite Donauaue (314/315 m ü. NN) am südlichen Auenrand mit einem durchschnittlich 2 m hohen Stufenrand und einer Höhenlage ihrer Terrassenfläche von 3,5 – 4,5 m ü. MW (316/317 m ü. NN). Zum südlichen Talgrundrand hin – südlich des Lohgrabens – wird die in diesem Raum ca. 600 m breite NT3 von der rund 1 m höheren NT2–Terrassenfläche begrenzt. In ihrer räumlichen Verbreitung entspricht die NT3 im Raum Sand – Hermannsdorf BRUNNACKERs (1956) "Jüngerem Schwemmlöß", auf dem nach BRUNNACKER & KOSSACK (1957) Siedlungsstätten des mittleren und jüngeren Mesolithikums liegen.

Neben der tieferen Talposition unterscheidet sich die NT3 von den älteren Niederterrassenflächen durch:

- ihre intensivere Oberflächenreliefierung. Sie wird durch bis zu 2 m tief eingeschnittene, sekundäre Aurinnen hervorgerufen. Diese setzen talaufwärts am holozänen Auenrand an, queren ihre Terrassenoberfläche – häufig bis zur tieferen Randsenke hin –, um talabwärts im Auenniveau einzumünden oder von diesem geschnitten zu werden.
- das Fehlen epigenetischer Kaltklimaüberprägungen ihres Terrassenkörpers.
- die häufiger auftretende vertikale Korngrößenabnahme vom sandigen Schotter zum kiesführenden Feinsand. Insbesondere im Straubinger Raum kann letzterer über einen Meter Mächtigkeit erreichen.
- eine wesentlich tieferliegende Terrassenbasis,

die im Durchschnitt zwischen −2 bis −5 m u. MW hinabreicht und so der präquartären Talsohle aufliegt.

Wie im Raum Barbing – Pfatter nachweisbar, treten nördlich der HT1-Tiefenrinne erst im Bereich der NT3 erneut vergleichbar tiefe Quartärbasiswerte auf (ausführlich in: SCHELLMANN 1988: 201f.). Da diese mit der morphologischen Verbreitung der NT3 korrelieren und keinerlei Zusammenhang zu der mehrere Kilometer südlich verlaufenden HT1-Tiefenrinne erkennen lassen, entsprechen sie der Tiefenlage der NT3-Terrassenbasis. So erreichen die auf der NT3 und außerhalb der Verbreitung der HT1-Tiefenrinne niedergebrachten Bohrungen (Abb. 19) zum überwiegenden Teil das tertiäre Sohlgestein in einer Tiefenlage zwischen −2 bis −5 m u. MW. Lediglich in 4 Bohrungen liegt die Quartärbasis oberhalb des Talmittelwasserspiegels, wobei 3 der Bohrungen (SCHELLMANN 1988: 201) im externen Terrassenbereich der NT3 abgeteuft worden waren.

Auch auf der NT3 bilden rubefizierte Parabraunerden die weit verbreitete Maximalbodenentwicklung. Deren dunkelrotbraune bis rotbraune Bt-Unterkanten reichen – ebenso wie bei den beiden älteren Niederterrassen -- im allgemeinen zwischen 80 – 100 cm tief in den Terrassenkörper hinein (Profilbeschreibungen in: SCHELLMANN 1988: 199ff.). Ein spätglazialer Verwitterungsvorsprung der älteren Niederterrassen zeigt sich möglicherweise in deren häufig rd. 30 cm tieferen Entkalkungsuntergrenze.

Während sich die NT3 in ihrem Flußbettsedimenttyp – V-Schotter – nicht von den älteren Niederterrassen unterscheidet, zeigt sich in der ihrer vertikalen Aufhöhung vorausgehenden ausgeprägten Tiefenerosionsphase ein kräftiger Umbruch in der fluvialen Dynamik dieses Raumes. Er ist gekennzeichnet durch eine sprunghafte Tieferlegung der Donau-Erosionsbasis von der NT2 zur NT3 um mindestens 4 – 5 m. Dies führte innerhalb des NT3-Flußbettareales zur annähernd vollständigen Ausräumung aller älteren Quartärsedimente. Damit leitet die NT3 eine bis zum Jungholozän (s.u.) anhaltende Entwicklung ein, die bei abnehmender Terrassenausdehnung sowohl durch eine sukzessive Tieferlegung der fluviatilen Erosionsbasis wie auch durch wesentlich größere Mächtigkeiten der Terrassenkörper gekennzeichnet ist.

Da die NT2-Aufschotterung mit Ausgang der Ältesten Tundrenzeit abgeschlossen war bzw. während dem Bölling lediglich noch von extremen Hochwässern mit ihren in Rinnen abgelagerten Auensedimenten überprägt wurde (Kap. 3.3.1.2.), ist das Bildungsalter der NT3 auf einen Zeitraum vom Bölling bis Ende Jüngere Tundrenzeit eingeengt. Dabei ist anzunehmen, daß die ihrer Aufschotterung vorausgehende, verglichen mit den beiden älteren Niederterrassen außergewöhnlich kräftige Ausräumung und Tieferlegung der Flußbettsohle zum einen bei stabileren Uferverhältnissen ohne wesentliche Gesteinsneuzufuhr vom Uferrand bzw. den Zuflüssen, d. h. unter flächendeckender Vegetation (Strauch- oder Waldvegetation) und zum anderen bei zumindest jahreszeitlich sehr hohen Abflußmengen stattfand. Beide Voraussetzungen scheinen für den Übergang der Ältesten Tundrenzeit zum Bölling – Interstadial zuzutreffen. So tritt nach den von EICHER (1979; 1987; ders. et al. 1982) aufgrund von Sauerstoff – Isotopenbestimmungen abgeleiteten Paläotemperaturen das Bölling gegenüber der Ältesten Tundrenzeit durch eine markante Klimaverbesserung hervor, wobei zu Anfang fast postglaziale Temperaturwerte erreicht werden. Pollenanalytische Untersuchungen aus dem Alpenvorland (u. a.: CASTEL 1984; WELTEN 1981; RAUSCH 1975; BEUG 1976; SCHMEIDL 1980) und aus dem Mittelgebirgsraum nördlich der Donau (u. a.: ERTL 1986: 38ff. mit ausführl. Literaturnachweis) bestätigen diese sprunghafte Klimaverbesserung und belegen das Einsetzen einer flächenhaften Vegetationsausbreitung bzw. im südlichen Alpenvorland die beginnende Wiederbewaldung (u. a. nach PATZELT 1980: 14; FRENZEL 1983: 139ff.). Stark erhöhte Abflußmengen können in diesem Zeitraum der sprunghaften Klimaverbesserung zurückgeführt werden auf ein kräftiges Abschmelzen der Alpengletscher bis auf postglaziale Verhältnisse entweder von den Gschnitzmoränen mit ihrer Schneegrenzdepression von 600 – 700 m (PATZELT 1980) oder von den Daunmoränen mit ihrer Schneegrenzdepression von 255 – 375 m (MAISCH 1987).

3.3.2. Die Auenterrassen

Mit dem Eintritt der Donau in die weite Ausräumungslandschaft des Dungaus unterhalb von Regensburg erweitert sich das an den rezenten Flußlauf angelehnte Auenniveau beträchtlich und begleitet den zwischen Tegernheim und Bogen durch mehrere große Flußschleifen und Windungen gekennzeichneten Donaulauf in durchschnittlich 2 – 3 km Breite (Abb. 21, Abb. 22). Schmaleren Bereichen von z.T. weniger als 1 km Breite zwischen Sarching und Frengkofen, wo die Donauaue nach Norden unmittelbar an den steil aufragenden

Kristallinrand des Vorderen Bayerischen Waldes grenzt sowie im Raum Irling – Stadldorf stehen Breitenausdehnungen von mehr als 3 km im Straubinger Raum gegenüber.

Im Gegensatz zu den hochwasserfreien Niederterrassen lagen die Auenterrassen bis in die jüngste Vergangenheit im extremen Hochwasserüberflutungsbereich. Daher werden die mit ihrer Schotteroberkante teilweise bis 1,5 m ü. MW aufragenden Auenterrassen von einer durchschnittlich 1 – 4 m mächtigen, feinkörnigen, z.T. mehrgliedrigen Auensedimentdecke mit abschließenden, gering entwickelten Auenböden überlagert. Teilweise greifen junge Hochflutsedimente weitflächig über ältere Terrassen hinweg. Erst der Bau von Hochwasserschutzdämmen in Verbindung mit der Anlage eines ausgedehnten Binnenentwässerungssystems, das zwischen Demling und Bogen in den Jahren 1927 – 1960 fertiggestellt wurde (nach BAUER 1965: 148f.; NEUBAUER 1970: 263) sowie der kanalartige Ausbau der Donau zur Europäischen Wasserstraße seit ca. 1980 (weitere Dammbauten, Bau von Staustufen bei Geisling und Straubing, Erweiterung des Binnenentwässerungssystems, Durchstich der Öberauer Schleife) führte zu einem fast vollständigen Hochwasserschutz der Auenniederung. Große Bereiche der ehemals überwiegend von Wiesen, Weideflächen und Auwald eingenommenen Donauaue konnten so einer ackerbaulichen Nutzung zugeführt werden (vgl. NEUBAUER 1970: 258; CZAJKA & KLINK 1967: 37ff.).

Mit einer durchschnittlichen Erhebung ihrer zentralen Terrassenbereiche von lediglich 2 – 2,5 m ü. MW, die in Nahtrinnenpositionen teilweise auf unter 1 m ü. MW abnimmt, grenzt das Auenniveau mit einer markanten, meist mehrere Meter hohen Geländestufe gegen die Niederterrassen oder tieferen Talhangterrassen. Entlang dieser ausgeprägten Terrassenkantenlage unmittelbar an der Grenze zweier unterschiedlicher Naturräume erstreckt sich sowohl nördlich (Tegernheim – Frengkofen – Kiefenholz – Oberachdorf – Stadldorf – Niederachdorf etc.) wie auch südlich der Donauaue (Barbing – Sarching – Friesheim – Illkofen – Eltheim – Geisling – Pfatter etc.) ein ausgeprägter Siedlungsstrang. Er begrenzt das Altsiedelgebiet der hochwasserfreien Niederterrassen und tieferen Talhangterrassen von der auch heute noch gering besiedelten, vorwiegend erst seit dem Hochmittelalter in den Siedlungsraum einbezogenen, ehemals hochwassergefährdeten, feuchten Donauniederung (zur ur– und frühgeschichtlichen Besiedlung u.a.: SCHIER 1985; RIECKHOFF–PAULI & TORBRÜGGE 1984).

3.3.2.1. Morphologisch–geologische Gliederung

Wesentliches Kriterium für die Abgrenzung von derartigen in etwa in demselben Oberflächenniveau nebeneinanderliegenden Terrassenbildungen – Reihenterrassen sensu SCHIRMER (1983a: 28) – ist ihre Oberflächengliederung im Talquerschnitt. Infolge des internen Absinkens der jeweiligen Terrassenoberfläche zu ihrer im allgemeinen über einen Meter tieferen externen Nahtrinne hin, ist auch bei Höhengleichheit der zentralen Bereiche unterschiedlich alter Terrassen zwischen ihnen meist eine deutliche Terrassenstufe ausgebildet. Da zudem die primären, mit dem lateralen Sedimentanwuchs angelegten Aurinnenscharen einer einheitlichen Terrassenbildung gleichsinnig verlaufen, diese dagegen bei Auenterrassen unterschiedlichen Alters meist diskordant aneinanderstoßen – morphologische Diskordanz sensu SCHIRMER (1983a: 29f.) – ermöglichen beide Kriterien eine sichere morphologische Abgrenzung. Räumlich nebeneinander liegende, unterschiedlich alte Terrassen können so relativstratigraphisch im Sinne eines relativen Mindestalters ihrer Ausbildung von jung nach alt eingestuft werden.

Wie die auf dieser von SCHIRMER (1980; 1983a) aufgestellten morphologischen Methode zur Abgrenzung von Reihenterrassen durchgeführten Kartierungen der Donauaue im Raum Tegernheim – Gmünd (Abb. 21) und im Straubinger Raum (Abb. 22) zeigen, setzt sich das Auenniveau aus max. sieben unterschiedlich alten Einzelterrassen zusammen. In der Talgeschichte umfassen sie einen Bildungszeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten vollständigen Donaukorrektion, die nach BAUER (1965: 146, TAFEL VII) zwischen 1837 – 1883 mit Mäanderdurchstichen bei Pfatter und Gmünd (in den Jahren 1850 – 1862) durchgeführt wurde.

Da naturgemäß die älteren Terrassenbildungen von den nachfolgenden Umlagerungsphasen mehr oder minder stark ausgeräumt wurden, sind alle sieben Terrassen im unmittelbaren räumlichen Nebeneinander vorwiegend in Bereichen mit im Talquerschnitt größerer Auenausdehnung erhalten. In den kartierten Talabschnitten befinden sich derartige Auenbereiche südlich des rezenten Donaulaufes zwischen Barbing – Sarching sowie zwischen Eltheim und Pfatter (Abb. 21). Nördlich der Donau findet sich eine derartige Aufeinanderfolge im Auenbereich zwischen Kiefenholz – Hungersdorf (Abb. 21) sowie zwischen Unterzeitldorn – Oberalteich (Abb. 22). Da in keinem der beiden Kartierabschnitte trotz ihrer im Talquerschnitt groß-

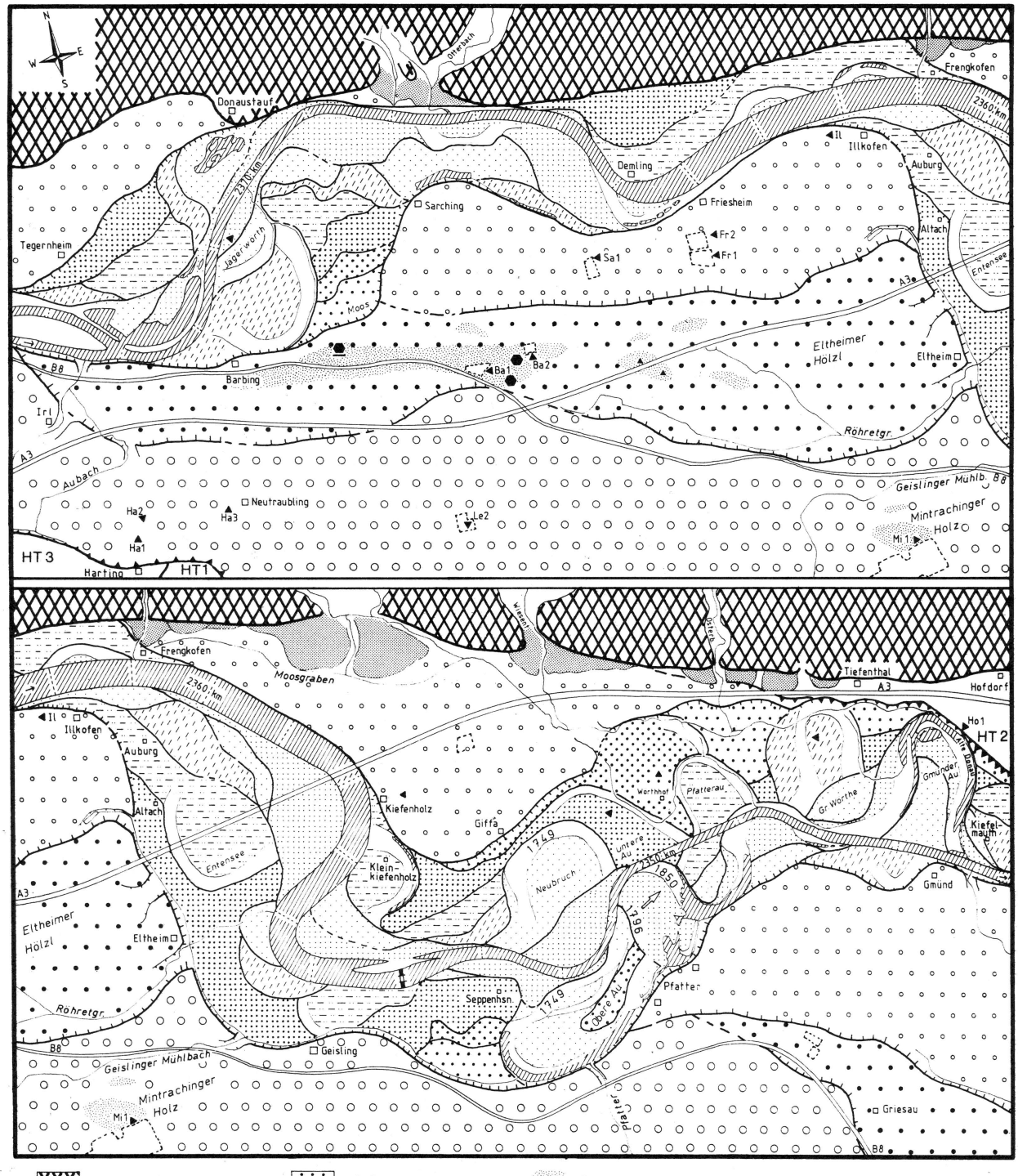


Abb. 21: Terrassengliederung im Donautal zwischen Tegernheim und Gmünd

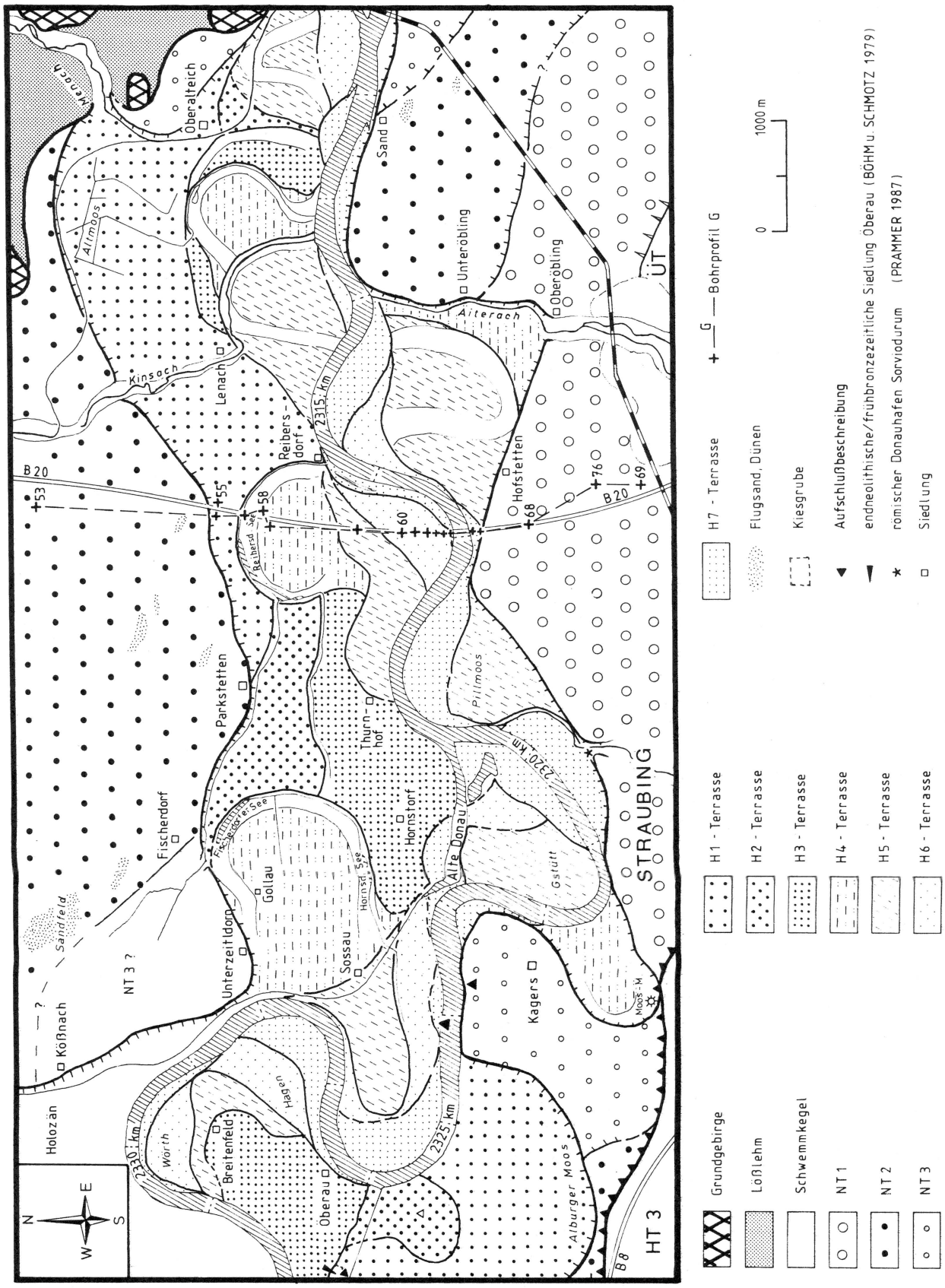


Abb. 22: Terrassengliederung im Donautal im Raum Straubing – Bogen

flächigen Auenausdehnung mehr als sieben unterschiedlich alte Terrassen im räumlichen Nebeneinander ausgebildet sind, ist anzunehmen, daß sie mit hoher Wahrscheinlichkeit alle holozänen Umlagerungsperioden repräsentieren. Es kann daher davon ausgegangen werden, daß zwischen den einzelnen Talabschnitten mit vollständiger morphologisch-stratigraphischer Abfolge aller sieben Terrassen die jeweiligen von alt nach jung als H1- bis H7-Terrasse eingestuften Anschüttungen korrelate Bildungen darstellen. In den übrigen Auenbereichen, in denen nicht alle sieben Terrassen im räumlichen Nebeneinander erhalten sind, ergibt sich auf der Grundlage der morphologischen Kartierungen lediglich ein relatives Mindestalter ihrer Ausbildung. Erst beim Vorliegen weiterer relativer oder absoluter Altershinweise kann dann eine genauere, eventuell ältere Einstufung erfolgen (s. u.).

Als Relikt von Flußlaufverlagerungen des im Talgrund mäandrierenden, einpfadigen Donaulaufes wird die Auenniederung von zahlreichen, mit dem lateralen Sedimentanwuchs angelegten Aurinnen - primäre Aurinnen sensu SCHIRMER (1983: 26) - durchzogen. Dabei besitzen die Rinnen älterer Terrassenflächen meist eine stärkere Verfüllung, so daß dort ein ausgeglicheneres Relief vorliegt. Verglichen mit den nachfolgenden, jüngeren Terrassen werden daher die altholozänen H1- bis H3-Terrassen in ihrem morphologischen Erscheinungsbild durch im allgemeinen wenig reliefierte, ebene Terrassenflächen gekennzeichnet. Dabei sind ihre Nahtrinnen als natürliche Leitlinien des Hochwasserabflusses, aber auch der vom Talrand einmündenden Seitenbäche (Wiesent, Geislinger Mühlbach), bereichsweise kräftig herausmoduliert. Eine etwas lebhaftere, durch sekundäre Aurinnen hervorgerufene Reliefierung tritt kleinräumig in flußnahen Bereichen aller drei Terrassen im Raum westlich von Sarching und östlich des Wörthhofes sowie auf der H3 zwischen Breitenfeld - Öberau und im Raum Hornstorf auf. Einen Reliefausgleich bewirken hingegen die durch Grundwasseraustritt bedingten Vermoorungen der H1-Nahtrinne in der Flur "Altmoos" südlich von Muckenwinkling und im "Alburger Moos" westlich von Kagers (Abb. 22). Dagegen besitzen die jüngeren Terrassen, die in ihrer flächenhaften Verbreitung bereits annähernd dem rezenten Donaulauf folgen und so bis in die jüngste Vergangenheit häufigeren Überschwemmungen ausgesetzt waren, eine stärkere Reliefierung bzw. Oberflächengliederung durch zahlreiche Aurinnen, die im allgemeinen mit abnehmenden Alter der Terrassenflächen geringer verfüllt sind.

Häufiger ist - insbesondere innerhalb weit zum Auenrand ausgreifender Mäanderbögen - als jüngstes Stadium der Terrassenanschüttung das wenig verfüllte, ehemalige Flußbett - Paläoflußbett - vor Verlassen der Terrassenfläche erhalten. In einzelnen Auenbereichen ermöglicht sein Verlauf räumlich auseinanderliegende, gleichalte Terrassenflächen zu verbinden. Eine derartige Verknüpfung deutet sich im Raum Eltheim - Kleinkiefenholz (Abb. 21) bei den beiden diesseits und jenseits der Donau gelegenen H4-Terrassenflächen an. Biegt doch deren morphologisch deutlich ausgeprägtes, rd. 150 m breites Paläoflußbett von Altach nach Süden ziehend, in der Flur "Entensee" nach Osten um und weist in seiner Laufrichtung auf eine Fortsetzung jenseits der Donau in dem den Weiler Kleinkiefenholz umschließenden, morphologisch ebenfalls deutlich ausgeprägten H4-Mäanderbogen. Ebenso lassen sich die H5-Terrassenflächen im Raum Barbing - Donaustauf, Tiefenthal - Gmünd (Abb. 21) und Hofstetten - Lenachhof (Abb. 22) anhand der Laufrichtung ihrer morphologisch erhaltenen Paläoflußbetten über die jüngeren Terrassenbildungen einschließlich des heutigen Donaulaufes hinweg verbinden.

Die Tiefenlage der holozänen Terrassenbasen, die für keine der Terrassen aufgeschlossen war, kann annähernd aus den Quartärbasiswerten der vorliegenden Bohrungen abgelesen werden (Abb. 23). Da - abgesehen vom unmittelbaren Auenrandbereich - die Quartärbasis im Bereich des Auenniveaus meist um mehrere Meter tiefer als die niedrigste Erosionsbasis der pleistozänen Terrassen (HT1, NT3) liegt, baut sich seine Quartärfüllung allein aus holozänen Ablagerungen auf. Im Bereich der ältesten holozänen H1-Terrassenflächen entsprechen sich daher Quartär- und Terrassenbasis. Abgesehen von den im Auenrandbereich abgeteuften Bohrungen, bei denen generell häufiger ein zum Teil kräftiges Ansteigen der Basis auftritt, ergibt sich für die H1-Terrasse eine Erosionsbasis zwischen -6 bis -9 m u MW. Eine annähernd identische Verteilung zeigen die innerhalb der H2-Terrassenflächen erbohrten Quartärbasiswerte, so daß von einer in etwa gleichbleibend tiefen Erosionsbasis auszugehen ist. Demgegenüber treten in beiden Kartierabschnitten tiefere Quartärbasiswerte bis max. -11 m u. MW erstmalig innerhalb der H3-Terrasse auf, um innerhalb von Bohrungen auf den morphologisch erhaltenen H4-Terrassenflächen in Auskolkungen Tiefen von z. T. deutlich unter -11 m u. MW aufzuzeigen. Daher ist bei beiden Terrassen jeweils eine erneute Tieferlegung der Erosionsbasis anzunehmen.

Einen wichtigen Einflußfaktor auf die in diesem Donautalabschnitt enorme Größenordnung der

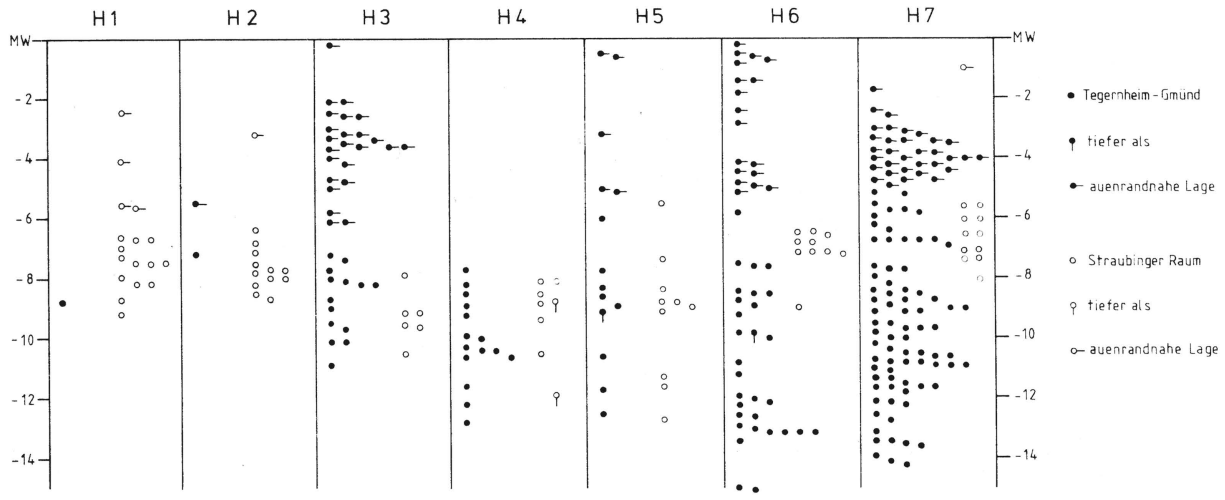


Abb. 23: Tiefenlage der Quartärbasis bezogen auf den Talmittelwasserspiegel (MW) der Donau bei tertiärem Sohlgestein sowie stark verwittertem Kristallin (Kristallinzersatz) innerhalb der holozänen Terrassen im Raum Tegernheim – Gmünd sowie im Raum Straubing (Bohrverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Beilage 6, 7, 13)

älterholozänen Tiefenerosion stellt sicherlich die wenig erosionswiderständige Petrographie des weit verbreiteten miozänen Sohlgesteins dar. Sobald der Schutzmantel der quartären, grobkiesigen und blockreichen Sohlenpanzerung an einzelnen Stellen – Kolken – durchschlagen ist, begünstigen die unterlagernden tonig-schluffigen, z. T. sandigen oder auch braunkohleartigen miozänen Lockersedimente eine zunehmende Sohleneintiefung. Sie können als Schwebfracht weggeführt und/oder als Hochflutsedimente außerhalb des Flußbettes abgelagert werden. Eine noch größere Erosionsanfälligkeit dürfte das durch ein breiteres Korngrößenspektrum gekennzeichnete, stark verwitterte Kristallin ("Gneiszersatz" in den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen) besitzen. Es unterlagert als grobkörnige, stark sandige Tone oder Schluffe z. T. mit darin schwimmenden Kristallinblöcken (nach den Schriftenverzeichnissen der Bohrungen) das Donauquartär zwischen Donaustauf – Illkofen. Genau in diesem Talbereich und begrenzt auf die H4- und jüngeren Terrassenflächen konzentrieren sich 90 % der Bohrungen mit Teufen zwischen ca. –11 m bis –14 m u. MW. Insbesondere diese spezifische petrographische Ausbildung des Sohlgesteins ermöglichte dort wohl wesentlich die extremen H4-Kolktiefen. Demgegenüber treten außerhalb der Verbreitung kristalliner Zersatzzonen und miozäner Talsohlegesteine sowohl im nördlichen Talgrundbereich wie auch im Raum oberhalb von Tegernheim bei unterlagernden mesozoischen Festgesteinen (SCHELLMANN 1988: Beilage 7) deutlich höherliegende Quartärbasen auf. Inwieweit die sukzessive Tieferschaltung der H1- bis H4-Terrassenbasen auch mit einer insgesamt zunehmend tieferliegenden Flußbettsedimentation verknüpft ist, kann aus dem bisher vorliegenden Datenmaterial – vor allem Bohrungen – nicht eindeutig beantwortet werden. Sowohl bei den älteren wie auch den jüngeren Holozänterrassen besitzt deren kiesiges Flußbettsediment einen Schwankungsbereich der Schotteroberkante von durchschnittlich +1 m ü. MW bis –2 m u. MW. Feinklastische Verfüllungen von Paläorinnen können jedoch punktuell bis –8 m u. MW hinabreichen.

Bei den nachfolgenden jüngeren Umlagerungsphasen – insbesondere der H6 und H7 – zeigen sich in den dicht abgebohrten Auenbereichen westlich von Friesheim (SCHELLMANN 1988: Beilage 6, Bohrverzeichnis im Anhang) und entlang der B 20 östlich von Straubing (Abb. 24) wesentlich höherliegende Terrassenbasen im Bereich von ca. –4 bis –7,5 m u. MW. Daher treten in dem bogenförmig nach Süden gegen die NT3 vorspringenden Auenbereich zwischen dem Sarchinger Badesee und dem westlichen Ortsausgang von Friesheim, in dem die Donau während der Ausbildung der H5- bis H7-Terrasse ihren Lauf verlagernd geflossen ist, lediglich Quartärbasiswerte bis –7 m u. MW auf. Erst zum nördlichen Auenbereich hin, annähernd in der westlichen Verlängerung der bei Demling morphologisch erhaltenen H4-Terrasse erreicht die Quartärbasis eine Tiefenlage unterhalb von –8 m u. MW, in mehreren Bohrungen liegt sie dort tiefer als –11 m u. MW. Ebenso zeigen sich in dem dicht abgebohrten Auenbereich entlang der B 20 östlich von Straubing, wo die H1- bis H4-Terrassen weitflächig

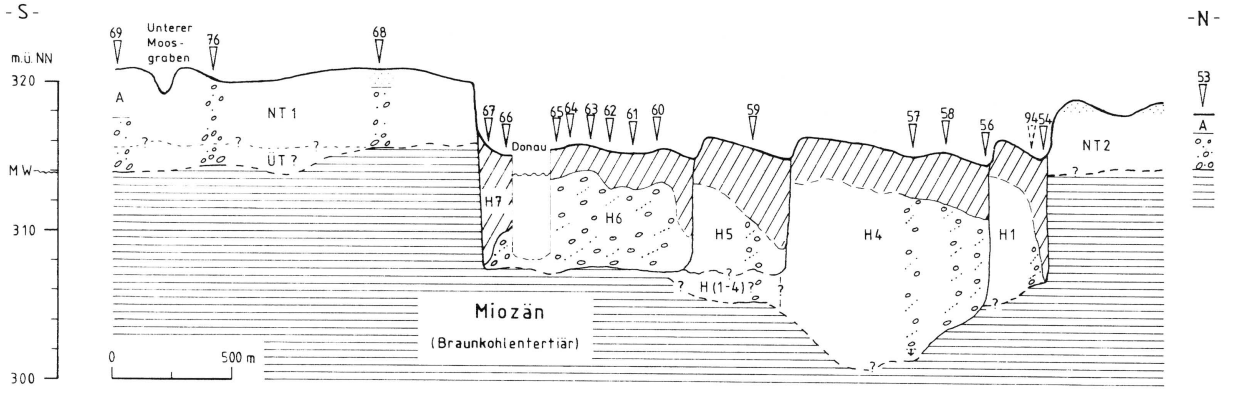


Abb. 24: Geologischer Talquerschnitt G durch den Donautalgrund unterhalb von Straubing (Lage des Profils in Abb. 22)

im nördlichen Auenbereich erhalten sind (Abb. 22), daß innerhalb dieses Talquerschnittes (Abb. 24) die Quartärbasis erst zum nördlichen Auenbereich hin auf unter −7,5 m u. MW absinkt. Dagegen liegt sie innerhalb der H6− und H7−Terrassenflächen zwischen −6,5 bis − 7,1 m u. MW. Auf der Grundlage der vorliegenden Bohrungen deutet sich in diesem Donautalabschnitt mit Anlage der H5−Terrasse ein sprunghafter Anstieg der Flußbettsohle auf über −7,5 m u. MW an. In weiten Auenbereichen dürften daher die H5− bis H7−Terrassen von älteren holozänen Sockelschottern mit ihren insgesamt tieferliegenden Terrassenbasen unterlagert werden.

Die auf der Auswertung zahlreicher Bohrungen abgeleitete Innengliederung der holozänen Terrassenkörper findet eine zusätzliche Stützung durch eine jüngste Aufschlußaufnahme, die beim weiteren Ausbau der Staustufe "Straubing" (Fluß−km 2324) möglich war (Abb. 25). Nach den aus dem Staustufenbereich vorliegenden Bohrungen (sie wurden dankenswerterweise von Herrn Dipl. Ing. H. Sonnleitner zur Verfügung gestellt; Bohrungen: B152 − B157, B159 − B160, B162, B166 − B176, B180 − B192) schwankt die Quartärbasis im Bereich der heutigen H7−Terrasse und im derzeitigen Donaubett (Abb. 25) zwischen −4,5 m bis −10,5 m u. MW, mit einer Konzentration der Basiswerte bei −5 m bis −7,5 m u. MW. Die Donau besitzt im Bereich der Staustufe maximale Sohlentiefen bis −5,5 m u. MW, eine Tiefenlage wie sie bei gestrecktem Donaulauf in diesem Talabschnitt charakteristisch ist. Lediglich im Prallhangbereich der Mäanderbögen treten Auskolkungen bis auf −6 m bis −7,5 m u. MW, selten bis −9 m u. MW auf (STANGL 1989: 35). Da nach BAUER (1965) die Donau im Straubinger Raum ihre Flußbettsohle seit 1820 trotz Korrektion und NW−Regulierung nur geringfügig (<0,8 m) tiefer gelegt hat, sollten die heutigen Sohlentiefen noch weitgehend den vorherigen, quasi natürlichen Verhältnissen zur Zeit der H7−Terrassenbildung entsprechen. Wie bei der Auswertung der aus diesem Donautalbereich vorliegenden Bohrungen bereits ausgeführt (s.o.), ist für alle drei historischen Terrassenbildungen − H5− bis H7−Terrasse − von einer annähernd gleich hohen Lage ihrer Terrassenbasen bei durchschnittlich −4 m bis −7,5m u. MW auszugehen. Eine Tiefenlage, die insgesamt dem Schwankungsbereich der heutigen Donausohle entspricht. Unter Beachtung einer weitergehenden Differenzierung zwischen Flußabschnitten mit gestrecktem Flußlauf bei höherliegender Flußsohle von >−5,5 m u. MW und stärkeren Auskolkungsbereichen in den Mäanderbögen bis auf −7,5 m u. MW, sind für die beiden durch seitliche Verlagerungen eines gestreckten Donaulaufes entstandenen H6− und H7−Terrassen in der Umgebung der Staustufe "Straubing" Terrassenbasen bis maximal −5,5 m u. MW anzunehmen.

Auffallend ist nun die gute Übereinstimmung rezenter Sohlenverhältnisse der Donau mit den im Staustufenbereich auftretenden H6− und H7−Terrassenbasen. Dort zeigte sich eine Stapelung dreier Schotterkörper:

1. einen liegenden, lediglich in Auskolkungen bis −7,5 m u. MW erhaltenen ältesten Sockelschotter. Eine Tiefenlage wie sie bei Übertragung rezenter Sohlenschwankungen der Donau bei Auskolkungen im Bereich von Mäanderbögen auch für die H5−Terrasse durchaus zu erwarten wäre. Ausgeprägte Trogschichtung, in vielen Lagen mit zum Teil sehr schönem "foreset bedding", das Auftreten zahlreicher Blöcke bis 30 cm Durchmesser kennzeichnen ihn als Basalfazies. Auffallend ist sein hoher Matrixanteil − im Mittel um 40%. Von seiner stratigraphischen Lage ist diese Basalfazies mindestens als H5−zeitlich einzustufen.
2. ein mittleres, wahrscheinlich H6−zeitliches Schotterpaket mit einer Basistiefe um −5 m bis −5,5 m u. MW. Eine Tiefenlage wie sie bei Übertragung rezenter Sohlenschwankungen im

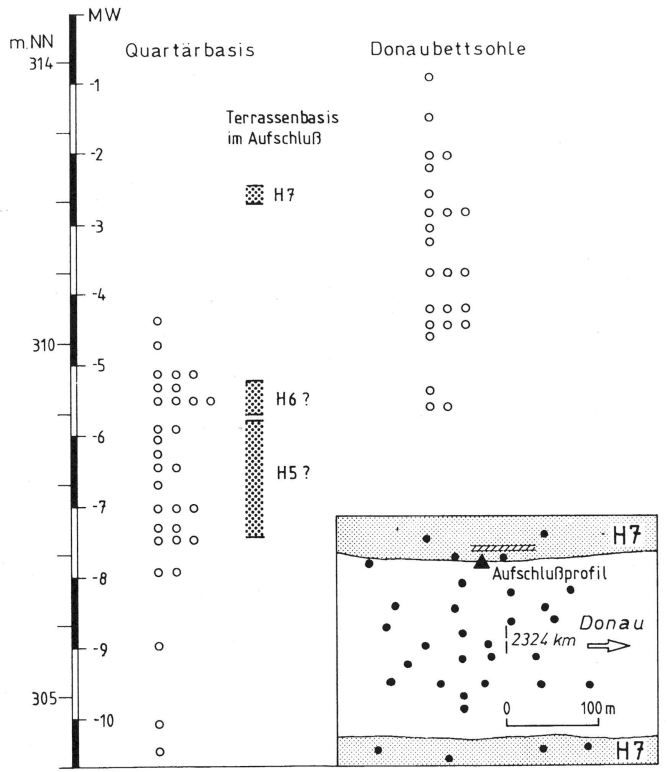


Abb. 25: Quartärbasis und Donaubettsohle nach Bohrungen im Bereich der Staustufe Straubing Fluß–km 2324

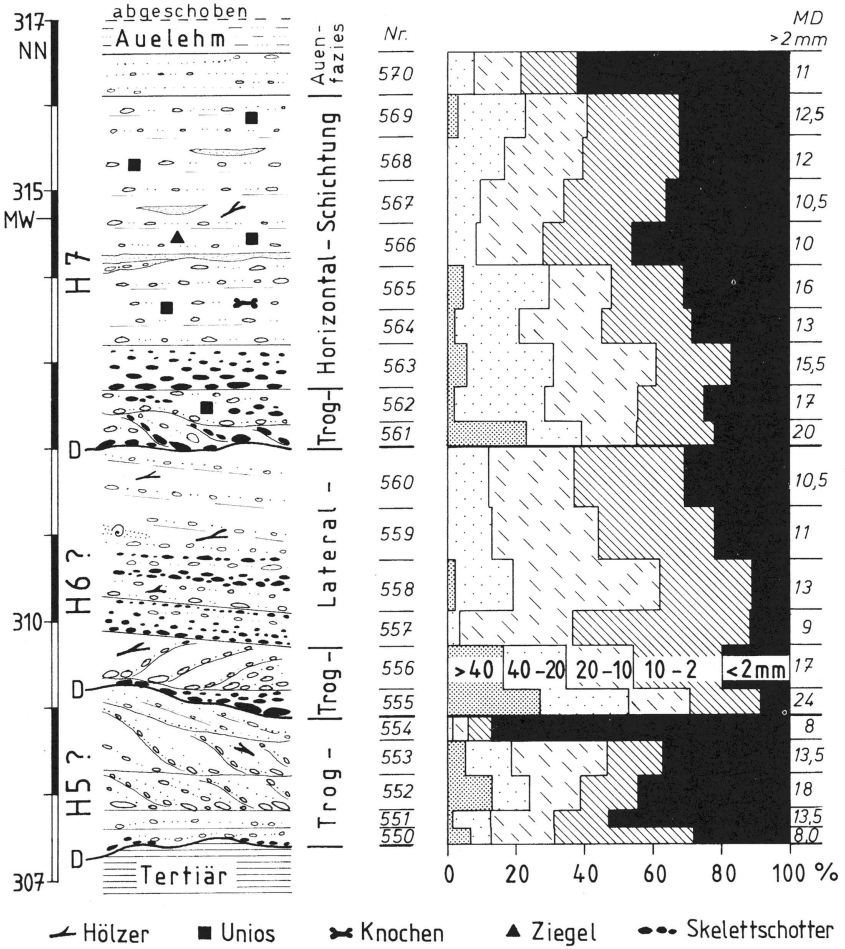


Abb. 26: Stapelungen holozäner Schotterkörper innerhalb der H7–Terrasse der Donau aufgeschlossen beim Fluß–km 2324 (Staustufe Straubing, Abb. 25)

gestreckten Donaulauf maximal zu erwarten wäre. Es baut sich auf aus einer liegenden trog- oder horizontalgeschichteten Basal- und einer hangenden, großbogig schräggeschichteten Gleithangfazies. Innerhalb der stark skelettschotterstreifigen Basallage treten häufiger Blocklagen auf mit Blockgrößen bis 30 cm Durchmesser, wobei vereinzelt eingelagerte Malmkalkblöcke Kantenlängen von 60 x 50 x 45 cm erreichen. Diese Basislage unterscheidet sich vom liegenden H5(?)-Reliktschotter neben ihrer diskordant erosiven Auflagerung durch eine wesentlich geringere Matrixführung und einen deutlich höheren Blockanteil. In der überlagernden H6(?)-Gleithangfazies treten dagegen kaum Blöcke auf. Zudem ist sie insgesamt durch eine vertikale Kornabnahme gekennzeichnet. Interessanterweise waren ihr mehrere verkohlte, subfossile Hölzer eingelagert.

3. dem abschließenden H7-Terrassenkörper, der sich durch sein besonderes Fundinventar in Form von überaus zahlreichen Unio Schalen, mehreren abgerollten Ziegeln, eines Knochens und lediglich kleineren Holzresten markant von den liegenden älteren Donauablagerungen abhebt. Die in Fließrichtung aufgeschlossene und daher annähernd horizontal geschichtete H7-Gleithangfazies besitzt - entgegen der liegenden H6(?)-Gleithangfazies - zudem einen insgesamt deutlich höheren Bl- und Gki-Anteil. Eine Abnahme der Korngrößen zum Hangenden hin ist nicht festzustellen. Seine insgesamt gröbere Flußbettfazies äußert sich auch in einem mittleren Medianwert des Kieskörpers bei 12,6 mm, entgegen dem mittleren Medianwert des H6(?)-Kieskörpers bei 10,8 mm. Die Tiefenlage der H7-Basalfazies liegt im Aufschluß ohne größere Schwankungen um -2,8 m u. MW, damit im Schwankungsbereich der heutigen Donausohle (Abb. 25).

3.3.2.1. Pedologische Kennzeichen

Ein weiteres Hilfskriterium relativer Terrasseneinstufung bilden unterschiedliche Bodenentwicklungen. Dabei ist jedoch in diesem Donautalabschnitt eine eindeutige bodenkundliche Typisierung der einzelnen Auenterrassen infolge der weitflächigen Verbreitung junger Auensedimente und dem fast völligen Fehlen von Aufschlüssen nur begrenzt möglich. Einzelne kurzfristige Aufschlüsse ergaben sich im Zuge von Erdbewegungen beim Ausbau der Donau zur Europäischen Wasserstraße, so u.a. beim Ausheben von Entwässerungsgräben, der Erweiterung der Schiffahrtsrinne und im Raum Wörth beim Aufstellen von Strommasten. Daher wurden alle Terrassen durch zahlreiche Handbohrungen meist bis 1,6 m Tiefe bezüglich ihrer Maximalbodenbildung und dem Auftreten etwaiger fossiler Böden unter jüngeren Hochflutsedimenten unter Vermeidung von stark grundwasser- und hochwasserbeeinflußten Rinnenpositionen weitflächig abgebohrt. Bei den z.T. bis zu einem Dutzend in einer Terrassenfläche niedergebrachten Handbohrungen wurde jeweils diejenige mit dem maximalen terrestrischen Bodentyp und der reichhaltigsten Bodenabfolge aufgenommen.

Ausgehend von den morphologisch-stratigraphisch gut abgesicherten Teilräumen mit vollständiger Terrassenabfolge ergab sich für die einzelnen Terrassen die in Abb. 27 A bis C anhand dreier Bodenprofilschnitte zusammengefaßte generelle Abfolge:

1. Die maximale terrestrische Bodenentwicklung bilden auf der H5- bis H7-Terrasse stark kalkhaltige Auenpararendzinen, deren Bodenfarbe - entsprechend dem zunehmenden Entwicklungsgrad des A-Horizontes - von hellgelbbraun auf der H5-Terrasse zur vorherrschenden Grautönung auf der H7-Terrasse abninmmt.

2. Im Sarchinger Raum greifen nach Ausbildung der H5-Terrasse jüngere Hochflutsedimente flächenhaft über alle Terrassen hinweg (Abb. 27 A). Daher finden sich hier auch auf den älteren H1- bis H4-Terrassen als Oberflächenböden lediglich stark kalkhaltige, graubraune bis braune Auenpararendzinen. Von den durch die junge Auensedimentbedeckung begrabenen Bodenbildungen kommt der in mehreren Bohrungen sowohl auf der H1- wie auch der H2-Terrasse nachgewiesenen kalkhaltigen, schwarzbraunen Auenschwarzerde, die in Rinnenpositionen in einen schwarzen Anmoorgley bis schwarzes Anmoor ("Pechanmoor") übergeht - ebenso wie bei den altholozänen Isarterrassen - eine terrassenstratigraphische Leitfunktion zu. Im Straubinger Raum tritt diese Bodencatena ebenfalls allein auf der H1- und H2-Terrasse auf entweder als Oberflächenboden oder unter jüngerer Auensedimentbedeckung (Abb. 27 C). Unterhalb von Sarching sind weite Bereiche der zentralen Hochpositionen der H1- bis H4-Terrasse mindestens seit Ausbildung der H5-Terrasse frei von einer stärkeren Auensedimentakkumulation, so daß auf ihnen eine Verbraunung der Oberflächenböden einsetzen konnte.

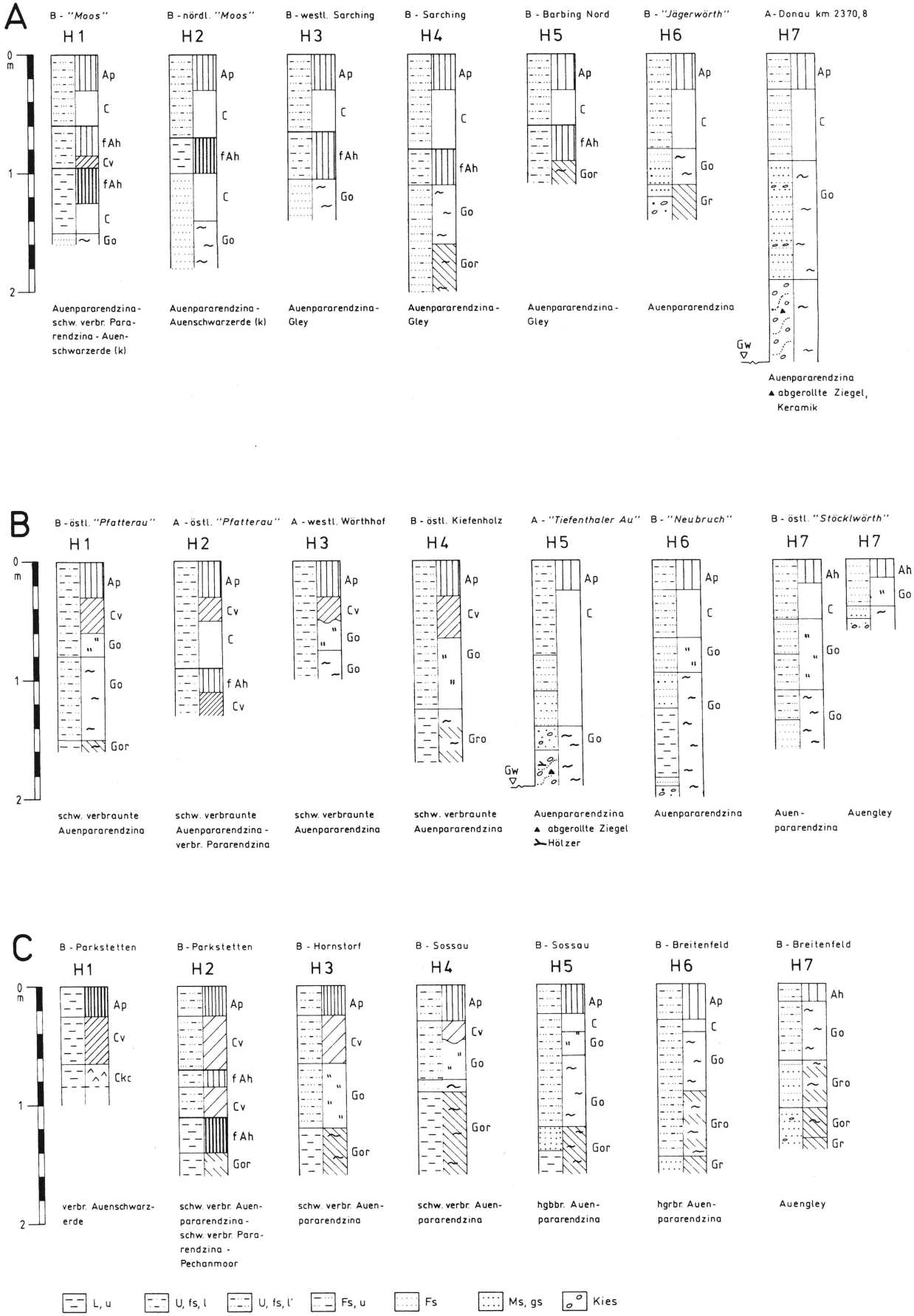


Abb. 27: Maximale Auenbodenentwicklung auf den holozänen Terrassenstufen (A: im Raum Sarching; B: im Raum Wörth; C: im Raum Parkstetten)

3. Als weit verbreitete Oberflächenböden tragen dort die H2- bis H4-Terrassen sowie im Raum Pfatter die H1-Terrasse schwach verbraunte Auenpararendzinen mit gelbbraunen bis dunkelbraunen A-Horizonten (Abb. 27 B, 27 C). Die Untergrenze des stark kalkhaltigen, hellgelbbraunen Cv-Horizontes reicht in Abhängigkeit von der Tiefenlage der ehemaligen Grundwasseroberfläche bis maximal 70 cm unter Flur. Eine Entkalkung konnte makroskopisch nicht festgestellt werden. Mit der großen Breitenausdehnung der Aue im Straubinger Raum fehlt den talrandnahen H1-Terrassenflächen weitgehend eine Überlagerung durch jüngere Hochflutsedimente (Abb. 12C). Daher bildet dort die donauaufwärts teilweise als fossile Bodenbildung erhaltene Auenschwarzerde mehr oder weniger intensiv verbraunt den heutigen Oberflächenboden. In Rinnenpositionen sind pechschwarze Anmoore - häufig in Pflugtiefe - weit verbreitet (SCHELLMANN 1988: 204ff.).

Im Straubinger Raum belegen Pechanmoore, die in Nahtrinnenpositon auf der H2-Terrasse die Rinnenvermoorung abschließen, eine Ruhephase der Hochflutsedimentation bei insgesamt tieferliegendem Gundwasserspiegel im älteren Subboreal (SCHELLMANN 1988: 217). Weitere Hinweise für eine zeitweilig deutlich verringerte Hochfluttätigkeit der Donau bilden die im Bereich der altholozänen Terrassen auftretenden fossilen Bodenbildungen wie Feuchtschwarzerden, verbraunte und schwach verbraunte Auenpararendzinen.

3.3.2.3. Absolute Altersbelege

Von einer innerhalb der H1-Terrasse angelegten ehemaligen Kies- und Lehmentnahmestelle bei Öberau (Abb. 22) beschreiben BÖHM & SCHMOTZ (1979) Siedlungsfunde der endneolithischen Chamer Gruppe und der frühen Bronzezeit. Da sie die bisher einzigen Funde vor- und frühgeschichtlicher Siedlungen in der Donauaue zwischen Tegernheim und Bogen darstellen, andere absolute Altershinweise zur Datierung der vormittelalterlichen Terrassen nicht zuletzt aufgrund des Fehlens von Kiesgruben mit ihren fossilen Holzfunden bisher fehlten (s. Kap. 1.2.), bildeten sie für die H1- bis H3-Terrasse die bisher einzigen absoluten Altershinweise. Die endneolithisch/frühbronzezeitlichen Siedlungen liegen auf der H1-Terrassenstirn mit vorgelagerter NNW / SEE ziehender Nahtrinne der H3-Terrasse. Diese schneidet 300 m weiter östlich den nach Süden vorspringenden Mäanderbogen der H2-Terrasse. Einzelne endneolithische und die zum größten Teil frühbronzezeitlichen Scherben aus der im tieferen Bereich torfigen H3-Nahtrinnenfüllung belegen nach BÖHM & SCHMOTZ (1979: 58ff.) neben den von SCHMEIDL (in: BÖHM & SCHMOTZ 1979: 63 - 65) durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen der Torfschicht, daß die endneolithisch/frühbronzezeitlichen Siedlungen am Ufer eines in Verlandung begriffenen Altwasserarmes der nach Norden mäandrierenden Donau lagen.

Für die absolute Alterseinstufung der **H1- bis H3-Terrasse** ergibt sich daher, daß die H3 im frühen Subboreal (Endneolithikum/frühe Bronzezeit) in Ausbildung begriffen, während die der H2- und H1-Terrasse bereits abgeschlossen war. Da die Siedlungsgruben auf der H1 weder grundlegend zerstört sind, noch von einer größeren Auelehmschicht überdeckt werden (nach BÖHM & SCHMOTZ 1979: 66; s. Abb. 27 C: Auenschwarzerde auf eingliedrigen Hochflutsedimenten), ergibt sich für die höherliegenden zentralen H1-Terrassenbereiche im Straubinger Raum, daß sie mindestens seit dem Endneolithikum außerhalb des periodischen Hochwasserüberflutungsbereiches liegen und lediglich noch von einzelnen extremen Jahrhunderthochwässern erreicht wurden. Diese Alterseinstufungen der altholozänen Terrassen finden eine Bestätigung in den von BUCH aus der Donautalaue bisher vorgelegten absoluten Datierungen (Kap. 1.2.).

Jünger als die subboreale H3-Terrasse und älter als die auf ihr liegende Siedlung Demling (Beilage 8), die bereits in der ersten Hälfte des 9. Jh. urkundlich erwähnt wird (SCHMID 1976), ist die Ausbildung der **H4-Terrasse** in das ältere Subatlantikum vor die bayuwarische Landnahme zu stellen.

Bezüglich der **H5-Terrasse** liegen aus ihren Terrassenflächen bisher folgende absolute Altershinweise vor:

1. Im Raum Hofstetten - Lenachhof (Abb. 22) ist das dort erhaltene Paläoflußbett der H5 - wie Urkunden belegen (Monumenta Boica 12: 176ff.) - im Jahre 1343 vom Kloster Oberalteich durchstochen worden. Da dieser Mäanderdurchstich bereits im Jahre 1344 beendet war (Monumenta Boica 12: 182f.), ist ein bereits bestehender, initialer natürlicher Durchbruch anzunehmen.
2. Das "Gstütt" bei Straubing (Abb. 22), dessen Flurname vor 1579 " Herzogin " war, wird nach SCHMIDT (1970: 77) 1301 als Wiese jenseits der Donaubrücke bei Straubing urkundlich erwähnt. 1478 wurde dort die "Alte Donau" durch Errichtung eines Dammes ("Beschlacht") in den Altwasserarm des H5-Paläoflußbettes -

die heutige Donau – nach Straubing abgeleitet (nach FEHN 1968: 65).

3. Von der Flur "Pillmoos" bei Straubing (Abb. 22) wird aus dem Jahr 1353 eine Mühle urkundlich erwähnt (nach: BAUMGARTNER 1927).

Alle drei historischen Siedlungsquellen weisen daraufhin, daß die Ausbildung der H5 zu Anfang des 14. Jh. weitgehend abgeschlossen war. Gleichzeitig zeigen sich in dem vom Kloster Oberalteich 1343 durchgeführten Donaudurchstich wie auch in der Errichtung des Beschlachtbaues bei Straubing im Jahre 1478 bereits intensive direkte Eingriffe des Menschen auf den Flußverlauf der Donau. Eine früh– bis hochmittelalterliche Altersstellung der H5 deutet sich zudem in der Lage der vor allem im Zuge des hochmittelalterlichen Landesausbaues innerhalb der Donauaue angelegten Siedlungsgründungen an. Sie waren in ihrer damaligen Wirtschaftsstruktur zum Teil direkt als Fischersiedlungen (Breitenfeld, Reibersdorf) oder in Verbindung mit einem Donauübergang (Öberau: ehemals frühmittelalterlicher, befestigter Donauübergang nach: RIECKHOFF–PAULI & TORBRÜGGE 1984: 57 f.) von der Donau als Wirtschaftsfaktor abhängig. Mit Ausnahme von Altach (Abb. 21), das bereits im frühen Mittelalter (erste urkundl. Erwähnung im Jahr 883 n. Chr.; SCHWARZ 1952) auf der Terrassenstirn der H3–Terrasse (oder älter) unmittelbar am Altwasserarm der H4–Terrasse gegründet wurde, liegen alle früh– bis hochmittelalterlichen Siedlungsgründungen in der Donauaue auf der höhergelegenen, weniger stark hochwassergefährdeten Terrassenstirn der älteren holozänen Terrassen unmittelbar am Übergang zur nach–H4–zeitlichen Umlagerungszone der Donau.

Für die **H6–Terrasse** belegen sowohl erste urkundliche Erwähnungen der H6–Terrassenflächen bei Breitenfeld (Abb. 22) in der Flur "Wörth" (1502, SCHMIDT o. J.)) und in der Flur "Hagen" (1561; SCHMIDT o. J.), als auch die gute Übereinstimmung des Verlaufes ihrer extremen Mäanderbögen bei Donaustauf und Pfatter (Abb. 21), die auf APIANs (1568) Landtafel von 1568 ebenfalls schon vorhanden sind, daß bereits Mitte des 16. Jh. große Bereiche ihrer Terrassenflächen ausgebildet waren. Weitere aus dem Raum Pfatter vorliegende historische Karten und Pläne (SCHELLMANN 1988: Kap. 4.3.2.) zeigen, daß der H6–Mänderbogen in der Flur "Neubruch" und "Obere Au" (Abb. 21) bereits 1568 ausgebildet war, während der H6–/H7–Mänderbogen in der "Gmünder Au" (Abb. 21) weitgehend erst nach 1568 entstand. Nach 1749 erfolgte in diesem Raum der Umbruch von der H6– zur H7–Terrasse, so daß 1796 der H7–Mäanderbogen bei Pfatter (Abb. 21) ausgebildet war. Es ist daher davon auszugehen, daß ca. Mitte des 18. Jh. der Übergang von der H6– zur H7–Terrasse stattfand bzw. die Ausbildung der H6–Terrasse im Zeitraum von ca. 1350 bis ca. 1750 n.Chr. stattfand mit einer gesteigerten Umlagerungstätigkeit von Mitte des 14. bis Mitte des 16. Jh..

Die Ausbildung der **H7–Terrasse** läßt sich anhand historischer Karten in einzelnen Auenabschnitten unmittelbar nachvollziehen. Vergleicht man die Lage des externen H7–Nahtrinnenbereiches mit dem in historischen Karten (u.a. RIEDL 1806 "Stromatlas"; Topographischer Atlas vom Königreich Bayern 1 : 50000 Blatt Regensburg 1819, Mitterfels 1829, Straubing 1825; Topographische Aufnahme 1 : 25000 des Landgerichts Straubing 1812 im StAA Landshut, Rep. 95/144) festgehaltenen Donaulauf zu Anfang des 19. Jh. bis zu seiner Regulierung und Lauffestlegung in den Jahren 1839 – 1879, so zeigen sich intensive Verlagerungen einzelner Mäanderbögen, aber auch geringe Laufveränderungen in anderen Flußbereichen:

1.) Während die Donau seit ihrer Regulierung Mitte des 19. Jh. unmittelbar an den westlichen Ortsrand von Demling (Abb. 21) angrenzt und das jenseitige, westliche Donauufer heute (vor dem kanalartigen Ausbau und Aufstau der Donau zur Europäischen Wasserstraße) ca. 300 m von der Demlinger Kirche entfernt liegt, war es um 1800 (nach RIEDL 1806) noch ca. 700 m entfernt. Da die H7–Nahtrinne in ca. 1000 m Entfernung liegt, hat hier bereits vor 1800 eine kräftige Flußbettverlagerung der Donau nach Osten stattgefunden.
2.) Für den Donaubogen bei Kiefenholz (Abb. 21) – ebenfalls von der Kiefenholzer Kirche nach Westen gemessen – ergeben sich folgende Entfernungswerte:
   - jenseitiges Ufer um 1872 bei ca. 270 m Entfernung (nach Topographische Karte von Bayern 1872, in: GEGENFURTNER 1980: Abb. 6)
   - jenseitiges Ufer um 1800 bei ca. 650 m Entfernung (nach RIEDL 1806)
   - H7–Nahtrinne bei ca. 1200 m Entfernung.
3.) Bei Pfatter (Abb. 21), wo die Donau den extremen Mäanderbogen der H6–Terrasse nach 1749 durchbrochen hat (s. o.), wanderte der bereits vor 1796 im H7–Nahtrinnenbereich ausgebildete extreme Mäanderbogen bis zu seinem Durchbruch in den Jahren 1850–1862 ca. 600 m talabwärts.

Gegenüber diesen ausgeprägten Mäanderverlagerungen der Donau im Raum Demling – Pfatter, deren Beginn in einzelnen H7–Terrassenbereichen mehrere Jahrzehnte vor 1800 anzusetzen ist, und die erst durch die um die Mitte des 19. Jh. durchgeführten Korrektionsmaßnahmen weitgehend beendet waren, fanden im gleichen Zeitraum im Straubinger Raum vergleichsweise geringe Fluß–

laufverlagerungen statt. Die Ursache könnte in der dort wesentlich stärkeren Besiedlung der Aue liegen und eventuell damit verbundener, frühzeitig einsetzender, intensiver Uferschutzmaßnahmen. So erwähnt NEUBAUER (1970: 254) entsprechende die Ortschaften Obermotzing und Reibersdorf betreffende Maßnahmen, die in den Plänen der Plansammlung des BHStA München vorliegen sollen. Ihnen und evtl. für weitere Flußabschnitte vorliegenden Plänen konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter nachgegangen werden.

3.4. Die Talentwicklung seit dem Altpleistozän

Während die nördliche Talumrahmung des jungquartären Donautalgrundes zwischen Regensburg und Bogen mesozoische Gesteine des Oberpfälzer Bruchschollenlandes bzw. kristalline Gesteine des Vorderen Bayerischen Waldes mit eingelagerten tertiären Rinnenfüllungen bilden, lediglich zwischen Wörth bis Münster sowie in der Steinacher Bucht ältere pleistozäne Donauablagerungen als lößbedeckte tiefere Talhangterrassen leistenförmig erhalten sind, baut sich die südliche Talgrundumrahmung aus mehreren weitgespannten, lößbedeckten tieferen und höheren Talhangterrassenfluren auf (Abb. 11). Von dem in großer Breite sich erstreckenden jungquartären Donautalgrund leiten sie treppenartig zu den südlich anschließenden kuppigen Höhen des Niederbayerischen Tertiärhügellandes über.

Von dem morphologisch tieferen, unmittelbar den Talgrund begrenzenden Hoch- und Übergangsterrassenniveau in 7 – 18 m ü. Donau, über das 25m-Niveau des Jüngeren Deckenschotters bis hin zum 40m-Niveau des Älteren Deckenschotters stellen sie insgesamt drei ausgedehnte Lößterrassenfluren dar, die jedoch, wie innerhalb des Hoch- und Übergangsterrassenniveaus nachgewiesen (Kap. 3.2.1.), mehrere fluviatile Schüttungen der Donau – Hartinger Schichten, HT3, HT2, HT1, ÜT – beinhalten. Jünger als die fluviatilen Serien der Ziegelei Strobel bei Regensburg – innerhalb derer von BRUNNACKER (1982) der Jaramillo-Event nachgewiesen wurde – und von ihrem fluviatilen Erosions- und Akkumulationsniveau her wesentlich tiefer gelegen als das 45m-Basisniveau älterer Donauablagerungen, das mit dem wahrscheinlich älter als der Jaramillo-Event einzustufenden "Unteren Deckschotter" in der Iller-Lech-Platte zu verknüpfen ist, dokumentieren die drei großflächig erhaltenen Talhangterrassenfluren in etwa die gesamte alt- und mittelpleistozäne Talgeschichte der Donau von vor ca. 900000 Jahren bis zur Ausbildung der Talgrundterrassen seit Ausgang der letzten Kaltzeit. In disem Zeitraum schuf die Donau unterhalb von Regensburg im Zuge eines vorwiegend klimatisch bedingten Wechsels von Erosion und Akkumulation an der geologischen Nahtstelle zwischen den kristallinen Festgesteinen des moldanubischen Grundgebirges im Norden und den klastischen Lockersedimenten des tertiären Molassebeckens im Süden bei zunehmender Laufverlagerung zur nördlichen Talumrahmung hin eine weite Ausräumungslandschaft – den Dungau.
Neben dem generellen Trend einer sukzessiven Tieferschaltung ihrer Erosionsbasis treten seit dem Altpleistozän Zeiten stagnierender Tieferlegung der Talsohle auf, so daß bei höherliegender Erosionsbasis jüngere Ablagerungen über ältere fluviatile Serien hinweggreifen (Abb. 14). Einen derartigen ältesten bisher bekannten Sockelschotter stellen die altpleistozänen **Hartinger Schichten** dar. Sie unterlagern in einzelnen Talbereichen die HT3 evtl. auch noch den Jüngeren Deckenschotter (ungegliedert). Von ihrer Lage im Tal mit einer Erosionsbasis zwischen 3 bis 5 m ü. MW und älter als die mittelpleistozänen Hochterrassen deutet sich donauaufwärts eine Verknüpfung mit der liegenden Serie des "Dietfurter Interglazials" (SCHIRMER 1983b) der mittelpleistozänen, HT3-zeitlichen Talsohleschotter im Altmühltal an (SCHELLMANN 1988: Kap. 3.2.1.).

Die nachfolgende **mittelpleistozäne Talgeschichte** der Donau bis zur ÜT wird wiederum durch eine sukzessive Tieferschaltung der Erosionsbasen wie auch zunehmend tieferliegende fluviatile Aufschüttungsniveaus gekennzeichnet, so daß die fluviatilen Sedimentkörper aller drei Hochterrassen – HT3 bis HT1 – als geologische Terrassentreppe von alt nach jung eine jeweils tiefere Tallage einnehmen (Abb. 14). Erst mit Ausbildung der ÜT zeigt sich bei erneut tieferliegendem Schotteroberkantenniveau eine erhöhte Erosionsbasis bei ca. 0,5 bis –1 m ü./u. MW.
Mit einer Terrassenbasis bei ca. +0,5 bis –1 m ü./u. MW, einem fluviatilen Aufschüttungsniveau bis auf 7.5 m ü. MW nimmt die **Übergangsterrasse** auch von ihrer geologischen Lagerung eine Übergangsstellung ein zwischen der HT1 mit deutlich tieferliegender Terrassenbasis und höherem Akkumulationsniveau einerseits und den beiden zeitlich folgenden NT1- und NT2-Bildungen mit ihrem erneut erhöhten Basis-, aber tieferliegenden fluviatilen Aufschüttungsniveau andererseits (Abb. 28). Von ihrem Schotterfaziestyp vertikal aufgehöht (V-Terrasse), postgenetisch bereits von der ausgeprägten frühwürmzeitlichen (Rhythmus I) Spül- und Solifluktionsdynamik überprägt, ist die ÜT eher als vorletztkaltzeitliche Terrassenbildung anzusprechen, wobei jedoch – ebenso wie bei der ÜT der Isar (Kap. 2.3.) – ein sehr frühes würmzeitliches Alter bisher nicht ausgeschlossen werden kann.

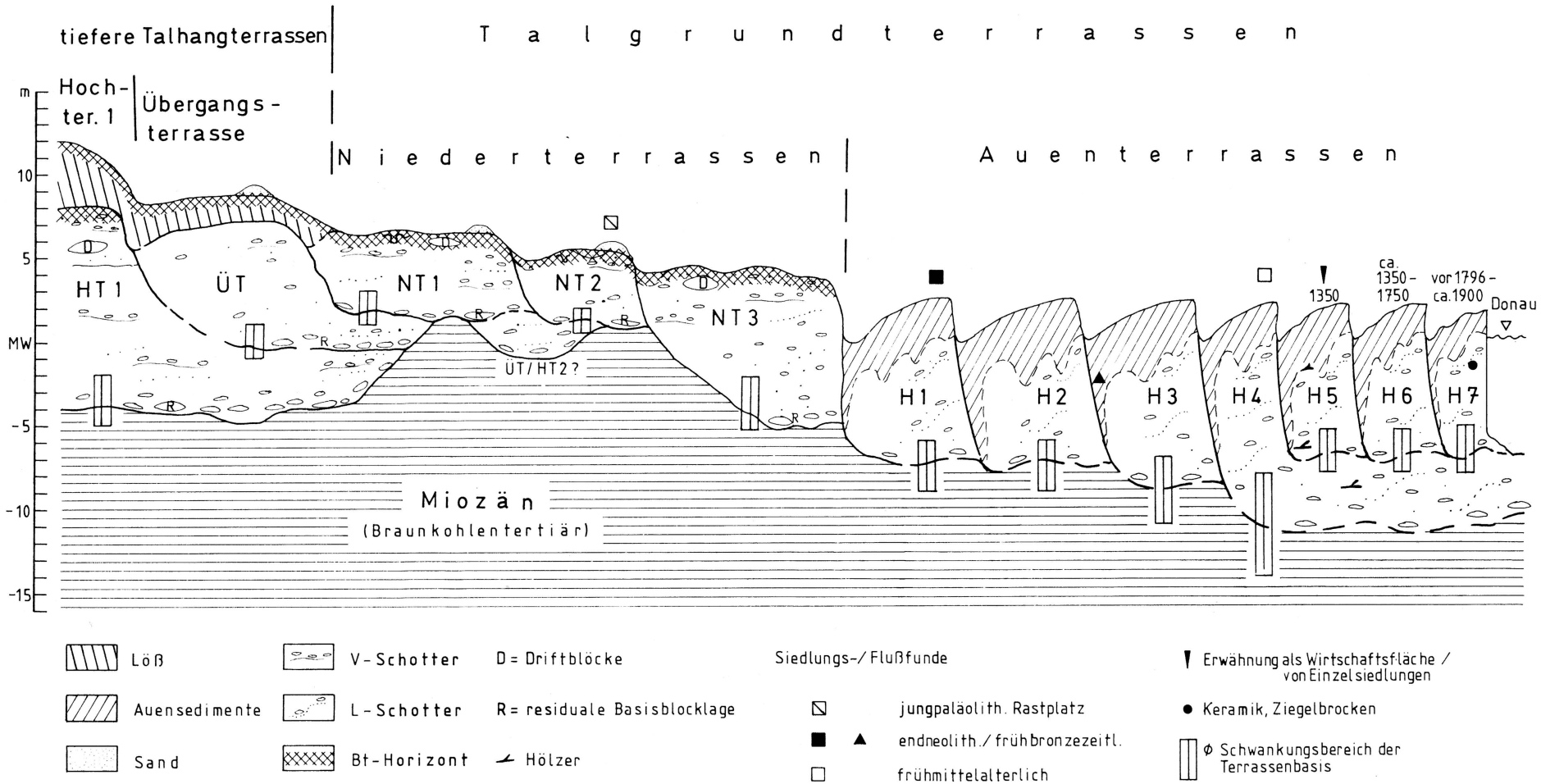


Abb. 28: Schema der jungquartären Terrassenabfolge im Donautal zwischen Regensburg und Straubing

Von der hochkaltzeitlichen Aufschotterung der **NT1** trennt sie zudem ein sicherlich längerer Zeitraum intensiver Talausräumung. Im Verlauf derer wurden alle älteren Ablagerungen im NT1-Talbodenbereich mit seiner Breitenausdehnung von z.T. über 6 km (allein als erhaltener NT1-Terrassenbereich im Raum Eltheim - Sengkofen) bis auf eine Tiefenlage von ca. 1 bis 3 m ü. MW ausgeräumt. Im Anschluß an diese kräftige prä-hochglaziale Ausräumungsphase, die sich im NT1-Schotterkörper in einer liegenden residualen Basisblocklage manifestiert, folgt bis zum Ende des Hochglazials eine kräftige vertikale Aufhöhung der Talsohle bis auf ca. 6,5 m ü. MW. Syngenetische Kryoturbationen, Driftblöcke, Mammutzähne bezeugen dabei kaltzeitliche Klimabedingungen.

Während dieses Zeitraumes der frühglazialen Ausräumung und anschließender bis Ende Hochglazial anhaltender Wiederverfüllung des Donautalgrundes kommt es auf den angrenzenden Talhangterrassen zur flächenhaften Ablagerung einer meist 2 - 6 m mächtigen Würmlößdeckschicht. Der mehrfache Wechsel unterschiedlicher ökologischer Bedingungen formte wesentlich das heutige Oberflächenbild der Talhangterrassen und beeinflußte ebenso ihre absolute Höhenlage im Talgrund (SCHELLMANN 1988: 230; Kap. 4.2.2.). Der reichhaltige Wechsel unterschiedlicher Ökobedingungen ist in mindestens fünf großen **Lößrhythmen** dokumentiert (Abb. 16). Dabei wird jeder Rhythmus durch eine zwischen den Rhythmen unterschiedlich kräftige Spül- und Solifluktionsphase eingeleitet. Ihr folgt eine Zeit vorherrschender Lößsedimentation, die im Anschluß von einer kräftigen, jeden Rhythmus typisierenden interstadialen Bodenbildungsphase überprägt wurde (Kap. 3.2.2.). Während innerhalb der wahrscheinlich denselben Zeitraum umfassenden NT1-Ausbildung bisher keinerlei detailliertere Hinweise auf klimatisch-ökologische Veränderungen im Donautal abzulesen sind, dokumentiert sich innerhalb dieser reichhaltig gegliederten Würmlößdeckschichten ein mehrfacher Wechsel derselben. Anhand ihrer wahrscheinlichen überregionalen Verknüpfung mit angrenzenden Lößgebieten - wie in (Abb. 16) für den Nordhessisch-Südniedersächsischen Raum dargestellt - ergeben sich Rückschlüsse auf die mitteleuropäische Klimageschichte in diesem Zeitraum.

Die enge zeitliche Verknüpfung von würmzeitlicher Periglazial-Morphodynamik auf den tieferen Talhangterrassen und der Ausbildung der NT1 zeigt sich:

a) in einem vom NT1-Flußbettbereich ausgehenden, rückschreitend die tieferen Talhangterrassen zerschneidenden Geflecht unterschiedlich intensiv ausgeprägter Dellen- und Dellentälchen. Ihre Anlage ist teilweise - wie im Hochterrassenbereich südlich von Harting (SCHELLMANN 1988: Kap. 4.2.2.) - bereits ins Frühwürm (Rhythmus I) zu stellen mit einer Reaktivierung und teilweiser Neuanlage weiterer Dellen im ausgehenden Mittelwürm (Rhythmus IV) und frühen Jungwürm (Rhythmus V).
b) in der fehlenden äolischen Lößbedeckung der NT1. Sie belegt, daß das Ende der NT1-Aufschotterung jünger oder gleich alt dem Ende der kräftigen hochwürmzeitlichen Lößsedimentation des Rhythmus V ist.

Älter als die prä-böllingzeitliche Aufschotterung der NT2 und jünger als die wahrscheinlich vorletztkaltzeitliche ÜT dürfte die NT1, deren kaltklimatische Aufschotterung weitgehend wohl mit dem ausgehenden Hochglazial abgeschlossen war, der klassischen mit den Jungendmoränen verknüpfbaren Hauptniederterrasse des Alpenvorlandes entsprechen.

Während aus dem langen früh- und hochglazialen Zeitraum der Würmkaltzeit lediglich eine Terrassenbildung - die NT1 - überliefert ist, kam es - ebenso wie im unteren Isartal - in dem nur ca. 8000 Jahre umfassenden Spätglazial zur Ausbildung zweier weiterer, ehemals weite Talgrundbereiche einnehmender Niederterrassen. In Bezug auf ihre Oberflächenerhebungen wie auch ihrer Terrassenbasen bilden sie eine Terrassentreppe von der ca. 5 - 5,5 m ü. MW sich erhebenden **NT2** mit einer Terrassenbasis bei ca. 0,5 bis 2 m ü.MW zur 4 bis 4,5 m ü. MW hohen **NT3** mit einer Terrassenbasis bei ca. -2 bis -5 m u. MW.
Zahlreiche syngenetische Kryoturbationen, Driftblöcke wie auch ihr V-Schotterfaziestyp belegen für die **NT2** eine Ausbildung unter Kaltklimabedingungen, wobei epigenetische Kryoturbationen und die z.T. weitflächige Flugsandüberdeckung an ihrer Terrassenstirn eine prä-jungtundrenzeitliche Alterstellung der Terrasse anzeigen. Letzteres bestätigen ebenfalls Siedlungsfunde eines späten Magdalenien auf der NT2 bei Barbing (Reisch 1974). Sie liegen an der Basis der Flugsandüberdeckung und im Hangenden von Aurinnensedimenten und sind nach REISCH (1974) in die Ältere Tundrenzeit zu stellen. Da die NT2-Oberfläche bereits vor der Besiedlung - vermutlich böllingzeitlich - von Aurinnen zerschnitten worden ist, dürfte ihre kaltklimatische Aufschotterung mit Ausgang der Ältesten Tundrenzeit geendet haben. Die Anwehung ihrer Flugsandüberdeckung, die mit einer kräftigen Frostbodenphase eingeleitet wurde, erfolgte wahrscheinlich weitgehend post-alleröd mit dem ausgeprägten Kälterückschlag der Jüngeren Tundrenzeit. Sie endete mit der Ausbreitung einer dichten

Waldvegetation zu Beginn des Holozäns. Intensive flächenhafte Rodungen in historischer Zeit bewirkten jedoch kleinräumig eine Reaktivierung und erneuten Umlagerung der Flugsande. Der Zeitpunkt und die Ursache des Umbruches von der NT1 zur NT2 ist wohl – ebenso wie bei der NT2 im unteren Isartal – auf das mit dem plötzlichen Rückschmelzen der Alpenvorlandsvergletscherung im frühen Spätglazial freiwerdende Wasserreservoir zurückzuführen. Bei weiterhin instabilen Uferverhältnissen führte es zu Beginn des Spätglazials zu einer weitflächigen Ausräumung der Flußbettsohle bis auf ein bzgl. der NT1–Basis geringfügig tieferliegendes Erosionsbasisniveau von ca. 0,5 bis 2 m ü. MW. Mit dem Nachlassen der Transportkraft im weiteren Verlauf der Ältesten Tundrenzeit und ihren in mehreren erneuten Gletschervorstössen dokumentierten Kälterückschlägen stabilisierte sich das hydrologische Regime der Donau und bewirkte eine kräftige NT2–Flußbettaufhöhung bis auf ca. 5 – 5,5 m ü. MW, ohne jedoch das fluviatile Aufschüttungsniveau der NT1 von ca. 6,5 m ü. MW zu erreichen. Da aber sowohl die der NT2– wie auch der NT1–Aufschotterung vorausgehende Phase vorherrschender Ausräumung keineswegs das Erosionsbasisniveau der mittelpleistozänen ÜT, HT1 und HT2 erreichte, werden beide älteren Niederterrassen in weiten Talbereichen von entsprechend alten Sockelschottern unterlagert. Insbesondere die tiefe Erosionsbasis der HT1 von –2 bis –5 m u. MW bildet in ihren Terrassenbereichen eine Tiefenrinne im präquartären Sohlgestein – HT1–Tiefenrinne –, die von Barbing über Neutraubling bis Pfatter und südlich von Hofdorf bis unterhalb von Münster eine Rekonstruktion des HT1–Flußbettverlaufes ermöglicht (Abb. 15).

Auch während der Ausbildung der **NT3** herrschten Kaltklimabedingungen. Belege hierfür sind vereinzelt auftretende syngenetische Kryoturbationen und Driftblöcke wie auch der V–Schotterfaziestyp ihres Flußbettsedimentes. Jünger als die mit Ausgang der Ältesten Tundrenzeit abgeschlossene NT2–Aufschotterung, ist die der NT3 daher weitgehend in die Jüngere Tundrenzeit zu stellen. In dieser Zeit bildete ihr Flußbett das Ausblasungsgebiet für die auf der NT2–Terrassenstirn z.T. weitflächig verbreiteten Flugsandareale. Die ihrer Aufschotterung vorausgehende, verglichen mit den beiden älteren Niederterrassen außergewöhnlich kräftige Tieferlegung der Flußbettsohle steht vermutlich ursächlich und zeitlich im Zusammenhang mit der sprunghaften bölling–zeitlichen Wiedererwärmung und dem Einsetzten einer flächenhaften Vegetationsausbreitung und ersten Wiederbewaldung (Kap. 3.3.1.3.). Kurzzeitig stark erhöhte Abflußmengen durch die auf postglaziale Gletscherstände zurückschmelzenden Alpengletscher und die Stabilisierung der Uferverhältnisse als Folge der sich ausbreitenden Vegetationsbedeckung bewirkten bei Einengung des NT3–Flußbettes auf einen relativ schmaleren Talraum und verringertem Schutteintrag von den Ufern und Seitentälern eine enorme Sohleneintiefung bis auf –2 bis –5 m u. MW – eine Tiefenlage, wie sie seit Ausbildung der HT1 von keiner der drei folgenden Terrassenbildungen erreicht worden war (Abb. 28).

Deutet sich bereits für das ausgehende Spätglazial in der sprunghaften Tieferlegung der NT3–Erosionsbasis und dem Rückzug ihres Flußbettes auf einen verglichen mit dem NT1–Flußbettareal wesentlich kleineren Talquerschnitt ein erster Umbruch in der jungquartären Talgeschichte der Donau im Raum Regensburg – Bogen an, so findet jedoch – ebenso wie im unteren Isartal – der große flußdynamische Umbruch vom "braided–river" Flußtyp der NT3 zum mäandergeformten, einfadigen Donaulauf am Übergang vom Spätglazial zum Holozän statt. Als Ausdruck von Flußlaufverlagerungen des im Talgrund mäandrierenden, lateral umlagernden Donaulaufes wurden im nachfolgenden Zeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten vollständigen Donaukorrektion Mitte des 19. Jh. sieben eigenständige, lateral gewachsene Terrassenkörper – **H1– bis H7–Terrasse** – geschaffen. Dabei stehen drei altholozäne Terrassen – H1– bis H3–Terrasse – mit weit zum Auenrand ausholenden Mäanderbögen vier subatlantische Terrassenbildungen – H4– bis H7–Terrasse – gegenüber, die häufig mit eng geschwungenen Mäanderbögen und mit jüngerem Alter zunehmend in ihrer flächenhaften Verbreitung dem rezenten Donaulauf folgen. Bezüglich ihrer absoluten Altersdatierung liegen bisher keine Hinweise vor, die einer Korrelierung mit den entsprechenden und durch zahlreichere absolute Altersbelege genauer eingegrenzten holozänen Terrassenbildungen im unteren Isartal (Tab. 15) entgegenstehen würden.

Mit dem großen flußdynamischen Umbruch am Übergang Spätglazial/Holozän, d.h. mit der Sammlung der vorher zahlreichen Donauarme in ein einfadiges, mäandrierendes, schmales Flußbett beginnt die Donau sich intensiv einzuschneiden. Bereits in der ältestholozänen – in Analogie zum unteren Isartal präborealen/borealen – H1–Terrasse erreicht sie ein Erosionsbasisniveau von –6 bis –9 m u. MW. Bis ins ältere Subatlantikum (H4–Terrasse) hinein hält diese sukzessive Tieferschaltung der Donauerosionsbasis an, um in Kolken der H4–Terrasse bis auf –14 m u. MW hinabzureichen. Damit setzt sich im älteren Holozän eine Entwicklung fort, die bereits am Übergang von der NT2 zur NT3 begann, jedoch von der kaltklimatischen NT3–

Aufschotterung unterbrochen wurde. Während die in etwa "böllingzeitliche" Ausräumungsphase der NT3 weite Talsohlenbereiche in relativ kurzer Zeit tieferlegte, konzentrierte sich mit dem Übergang Spätglazial/Holozän die fluviatile Tiefenerosion auf einen deutlich schmaleren Talgrundbereich. Dabei erfolgte die Ausräumung der präquartären Talsohle im Zuge einer seitlichen Mäanderverlagerung des nun weitgehend einfadigen Donaulaufes über einen wesentlich längeren Zeitraum (rund 8000 Jahre) hinweg. Einen wichtigen Einflußfaktor auf die enorme Größenordnung der älterholozänen Tiefenerosion in diesem Donautalabschnitt stellt sicherlich die wenig erosionswiderständige Petrographie des weit verbreiteten miozänen Sohlgesteins dar (s.o.).

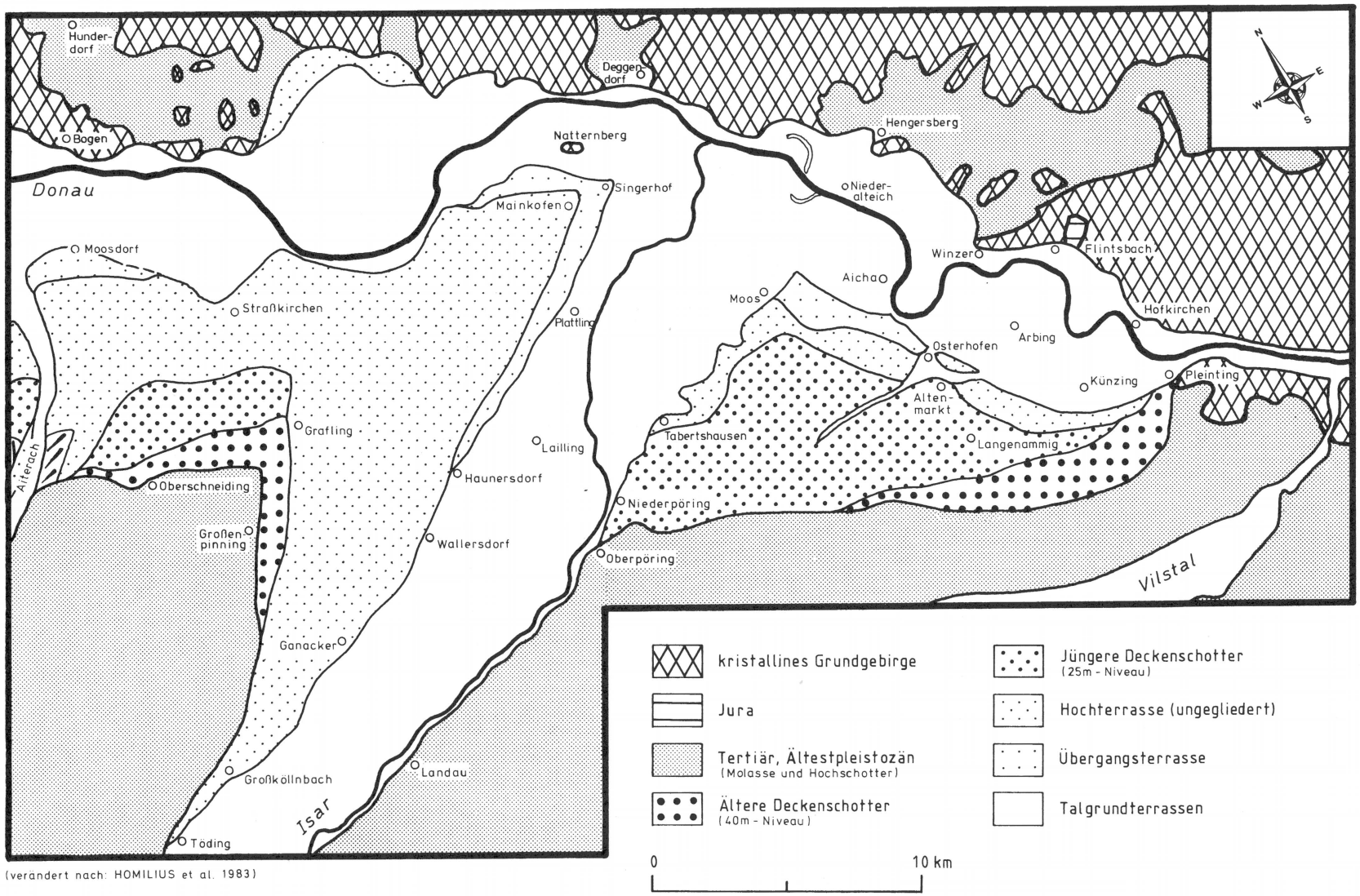
Erst mit Ausbildung der H5–Terrasse erfolgte ein sprunghafter Anstieg der Flußbettsohle mit einer Erosionsbasis oberhalb von –7,5 m u. MW. Der in der Folgezeit bis heute geringere Tiefgang der Erosion läßt auf einen flacheren und breitbettigeren Flußlauf schließen. Zeitlich und wohl auch ursächlich steht dieser innerholozäne flußdynamische Umbruch im Zusammenhang mit den frühmittelalterlich einsetzenden flächenhaften Rodungen der Aue und der Talhänge. Zudem zeigen sich seit dem 14. Jh. – künstlicher Mäanderdurchstich unterhalb von Straubing – zunehmend auch direkte Eingriffe des Menschen in den Flußhaushalt, die letztendlich zur vollständigen Lauffestlegung der Donau in der zweiten Hälfte des 19. Jh. führen. Schnellerer und zeitlich kumulierender, daher kräftiger ausfallender Hochwasserabfluß führten zu einer gesteigerten Seitenerosion und zu einem verstärkten Sedimenteintrag von den Uferrändern und Hängen. Die Folge ist eine Aufhöhung der Flußbettsohle, eine gesteigerte Mäanderverlagerung und eine häufig bis an den Auenrand reichende kräftige Hochflutsedimentation. Das nun veränderte Abflußregime führte so allein in dem relativ kurzen Zeitraum der letzten 1400 Jahre zur Ausbildung dreier eigenständiger Terrassenkörper, von deren Umlagerungen meist die Hälfte, seltener nur ein Drittel des gesamten holozänen Auenquerschnittes erfaßt wurden. Allein für die jüngsten Umlagerungen der H7–Terrasse lassen sich in einzelnen Auenbereichen Mäanderverlagerungen von zum Teil über 400 m in 50 Jahren nachweisen.

4. Jungquartäre Talgeschichte an der Donau im Bereich und unterhalb der Isarmündung

Während das Donautal im Raum Regensburg – Bogen unterhalb einer Engtalstrecke liegt, die Donau dort mehr als 100 km vom nächstgelegenen Zufluß aus dem Alpenraum – dem Lech – entfernt ist und unterhalb dessen Einmündung allein Zuflüsse aus dem Mittelgebirgsraum erhält, steht die Donau mit Einmündung der Isar unmittelbar unter dem Einfluß eines alpinen Nebenflusses. Zudem verengt sich das Donautal unterhalb der Isarmündung trichterförmig, um 19 km weiter talabwärts bei Pleinting unvermittelt als maximal 1 km breites und über 100 m tief in das Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes eingeschnittenes Engtal einzutreten (Abb. 29).
Mit der Verzahnung von Donau– und Isargeschehen im Isarmündungsbereich lassen sich ihre jeweiligen Terrassenbildungen teilweise räumlich und damit auch zeitlich direkt verknüpfen. Im Talabschnitt im Bereich und unterhalb der Isarmündung bis Hofkirchen können zudem die sich aus der besonderen Talposition ergebenden Einflußfaktoren auf den morphologisch–geologischen Bau der Donauterrassen abgelesen werden. Daher befaßt sich ein räumlicher und thematischer Schwerpunkt mit der unmittelbaren räumlichen Verknüpfung der jungquartären Isar– und Donauterrassen im Isarmündungsbereich. Von dort wurden die Bearbeitungen talabwärts bis Künzing – nahe dem Pleintinger Donauengtaleintritt – ausgedehnt, um die aus dieser spezifischen Talposition resultierenden Auswirkungen auf den morphologisch–geologischen Terrassenbau zu erfassen.

4.1. Geologischer Rahmen

Vom Isarmündungsbereich bis Pleinting folgt das Donautal weiterhin der geologischen Nahtstelle zwischen dem tertiären Molassebecken und dem Moldanubikum des Vorderen Bayerischen Waldes, um im Raum Pleinting als Durchbruchstal in das Kristallinmassiv einzutreten. Beide geologischen Großeinheiten sind im Raum Deggendorf – Pleinting staffelbruchartig gegeneinander abgesetzt. Dabei ist die Hauptverwerfung der "Donaurandbruch" im Bereich Natternberg – Osterhofen mehr als 2 km dem morphologischen Kristallinrand vorgelagert, um mit seiner Umbiegung nach Süden im Bereich von Künzing eine Entfernung von ca. 4 km zu erreichen (vgl. UNGER & SCHWARZMEIER 1982: Abb. 3).
Der jungquartäre Talgrund der Donau mit einer Breitenausdehnung von 3 km oberhalb des Isarmündungskegels, 6,3 km unterhalb der Isar



(verändert nach: HOMILIUS et al. 1983)

Abb. 29: Geologische Übersichtskarte des Donautales im Raum Bogen – Pleinting

mündung und 4 km im Raum Künzing grenzt nach Osten direkt an den morphologischen Steilanstieg zum Vorderen Bayerischen Wald. Da er weit über den Donaurandbruch hinübergreift, wird dort seine Quartärfüllung weitgehend – abgesehen von kleinräumigen, über den Donaurandbruch hinweggreifenden Tertiärrinnen – von kristallinen Festgesteinen unterlagert (SCHELLMANN 1988: Beilage 16). Als weithin sichtbares Erosionsrelikt der in diesem Talabschnitt weit über den Donaurandbruch gegen den Vorderen Bayerischen Wald ausgreifenden Erosionstätigkeit der Donau, überragt daher der Natternberg in 2 km Entfernung von der östlichen Talumrahmung mit einer Erhebung von rund 70 m den jungquartären Donautalboden. Seine inselartige Herausmodellierung durch die Donau wurde dadurch begünstigt, daß zwischen Natternberg und Vorderem Bayerischen Wald weniger erosionswiderständiges Braunkohlentertiär – entweder als Plombierung einer tertiären Urtalrinne in Verlängerung der Deggendorfer Tertiärbucht oder tektonisch bedingt als Grabenfüllung – eingelagert ist. Westlich des Donaurandbruches setzt sich das präquartäre Sohlgestein aus feinklastischen Sedimenten (Mergel, Tone, Kohleflöze, z.T. Gs- und Fki-Lagen) des miozänen Braunkohlentertiärs zusammen, das sich zur westlichen und südwestlichen Talumrahmung am Übergang zum Niederbayerischen Tertiärhügelland mit den ebenfalls feinklastischen Süßwasserschichten verzahnt (vgl. UNGER 1983d: Abb. 7; UNGER 1983a: 38f.). Im Bereich der Deggendorfer- und Hengersberger Tertiärbucht reicht das Braunkohlentertiär über den Donaurandbruch hinweg und greift entlang dieser alten Entwässerungslinien weit in das Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes hinein. Dort bildet es einerseits die östliche Talumrahmung und andererseits das Liegende des Donauquartärs. Eine Besonderheit bezüglich der petrographischen Ausbildung des präquartären Sohlgesteines wie auch der östlichen Talumrahmung bildet die bei der Heraushebung des Vorderen Bayerischen Waldes mitgeschleppte Jurascholle von Flintsbach (s. AMMON 1875: 74ff.), deren Kalksteine (Malm), Sandsteine, Sande und Mergel (Schutzfelsschichten, Cenoman) in diesem Raum sowohl den Talhang wie auch die präquartäre Talsohle der vorgelagerten Donauaue (SCHELLMANN 1988: 239) aufbauen (Abb. 30).

Während die östliche Talumrahmung der jungquartären Talgrundterrassen in Form des steil aufragenden Mittelgebirges mit seinen beiden bei Deggendorf und Hengersberg eingelagerten Tertiärbuchten eine markante morphologisch-geologische Grenze darstellt, baut sich die westliche Talumrahmung aus unterschiedlich hochliegenden, z.T. weitgespannten, lößbedeckten Terrassenfluren auf. Mit der Aufeinanderfolge von zum Talrand hin zunehmend höherliegenden Terrassenflächen – ÜT, HT, Jüngerer und Älterer Deckenschotter – leiten sie zu den kuppigen Höhen des Niederbayerischen Hügellandes über (Abb. 29; SCHELLMANN 1988: 240ff.).

4.2. Die tieferen Talhangterrassen – Hochterrasse (ungegliedert) und Übergangsterrasse

Sie begleiten den Donautalgrund nördlich und südlich des Isarmündungskegels (Abb. 29; Tab. 20) in zwei unterschiedlich hohen, lößbedeckten Terrassenniveaus:

- das Hochterrassenniveau (ungegliedert) mit einer durchschnittlichen Erhebung von 8 – 10 m ü. NT3 der Donau und einer Tiefenlage der Quartärbasis zwischen –4 bis –6 m unter NT3 der Donau.
- die Übergangsterrasse, die als ein um durchschnittlich 4 – 5 m tieferes Niveau mit einer Schotteroberkante zwischen 0,5 – 2,5 m ü. NT3 der Donau bei gleicher Höhenlage der Quartärbasis der HT vorgelagert ist (zur Quartärbasis s. SCHELLMANN 1988: 242ff.).

Unmittelbar an den Donautalgrund nach Westen hin angrenzend erstreckt sich die Übergangsterrasse der Donau nördlich der Isarmündung zwischen Fembach – Natternberg – Mainkofen (Abb. 29; Abb. 30), wo sie sich mit der ÜT der Isar verzahnt (Kap. 2.2.). Südlich der Isarmündung begleitet sie den Talgrund der Donau von Moos bis Osterhofen als 1 – 1,5 km breite, ebene Terrassenfläche, der entlang der Terrassenstirn bis 4 m höhere, langgestreckte, talparallele Dünen aufgesetzt sind. Beiderseits des Isarmündungskegels wird die Übergangsterrasse von dem ebenfalls lößbedeckten, durchschnittlich 4 – 5 m höheren Hochterrassenniveau überragt. Nördlich der Isar bildet das Hochterrassenniveau eine mehrere Kilometer breite Terrassenflur, die donauaufwärts bis Regensburg und isaraufwärts ins Engtal hineinziehend bis Großköllnbach durchgängig erhalten ist. Der Verzahnungsbereich von Isar- und Donau-Hochterrassenniveau (ungegliedert) ist in etwa entlang der Linie Paitzkofen – Plattling – Langenisarhofen anzusetzen. Südlich der Isarmündung – bereits dem Donausystem zugehörig – erstreckt es sich mit maximal 1,5 km Breite von Langenisarhofen über Osterhofen bis unterhalb von Künzing-Girching. Während nach UNGER (1983a: 62ff.) dem Hochterrassenniveau nördlich und südlich der Isarmündung, nach LEGER (1965: 159f.) der Hochterrasse nördlich der Isarmündung eine fossile interglaziale Bodenbildung unter der Würmlöß

Tab. 20: Terrassenkennwerte der tieferen Talhangterrassen und Talgrundterrassen im Donautal zwischen Regensburg – Straubing und Deggendorf – Pleinting

			Regensburg — Straubing			Deggendorf — Pleinting		
		Terrassen	1 Morphologische Erhebung (m/NT3)	2 Schotteroberkante (m/NT3)	3 Quartär-/ Terrassenbasis (m/NT3)	1 Morphologische Erhebung (m/NT3)	2 Schotteroberkante (m/NT3)	3 Quartär-/ Terrassenbasis (m/NT3)
Altpleist.	höhere Talhangt.	J. D.SCH. (25m-Niveau)	26 – 22	19 — 15	+7/0	25	19 - 14	+7/+3
		Hart. Sch.	—	4	+1/-1 #			
Mittelpleistozän	tiefere Talhangterrassen	HT 3	14 - 10	10	+5/+2 #			
		HT 2	13	6	-4/-6 #	10 - 8	5 - 4	-4/-5 * -4/-6
		HT 1	10 - 6	4,5	-6,5/ -9,5 #			
		ÜT	5 - 2	3 - 1	wie HT1 / HT2 -4/-6#	6 - 4	2,5 - 0,5	-3/-5 * -4/-6
Würm	Talgrundterrassen	NT 1	2,5 - 2		wie HT1 /HT2/ÜT -2/-3 #	2,5-2		-3/-5 * -7/-9,5 -3 #
		NT 2	1		wie HT1 /HT2/ÜT -2/-4 #	1		-6/-7 * -7/-9,5
		NT 3	0		-6,5/ -9,5 #	0		-6/-7 * -8,0/-10#
Holozän		H1 - H7			-10/ -18			-10/ -13

Quelle: eigene Untersuchungen unter Einbeziehung von:
HOMILIUS et al. 1983: Tafel 9, Profile 1-9; Tafel 11, Profile 14-19
WEINIG 1980: Beilage 6, Profile 1-9; Beilage 7, Profile 14-19

1 durchschnittliche morphologische Terrassenerhebung

2 durchschnittliche höchste Schotteroberkantenlage (/ = bis)

3 durchschnittliche tiefste Quartärbasis bzw. # Terrassenbasis bei Ausbildung der Sohle als Lockergestein (Tertiär bzw. Quartär) (/ = bis)

* Basiswerte oberhalb der Isarmündung im Raum Mainkofen — Natternberg

bedeckung fehlt bzw. bisher nicht nachgewiesen werden konnte, ist nach LEGER (1965: 160) für die Hochterrasse südlich der Isarmündung bei Künzing–Girching die Existenz einer fossilen warmzeitlichen Bodenbildung unter Lößbedeckung gesichert. Die wahrscheinliche Korrelierung mit den Hochterrassen im Raum Regensburg – Straubing ist in Tab. 20 dargestellt (ausführlich SCHELLMANN 1988 : 242ff.) In Analogie zum Regensburger Raum ist das Hochterrassenniveau (ungegliedert) auch hier als mindestens vorletztkaltzeitliche Aufschotterung und die ÜT (s. Kap. 2.2.; Kap. 3.2.1.) als höchstwahrscheinlich vorletztkaltzeitliche Bildung (Riß–Kaltzeit) einzustufen.

4.3. Die Talgrundterrassen

Ebenso wie in den vorher beschriebenen Talräumen von Isar und Donau setzt sich der Donautalgrund im Bereich und unterhalb der Isarmündung aus insgesamt drei würmzeitlichen und sieben holozänen Terrassenbildungen zusammen (Abb. 30), ohne daß vom stratigraphischen Aufbau her gesehen Unterschiede zu den vorher beschriebenen Talabschnitten festgestellt werden konnten. Ebenso wie innerhalb der bereits beschriebenen Talabschnitte von Isar und Donau setzen mit der H1–Terrasse die ersten kräftigen Mäanderbögen ein. Sie dokumentieren ebenfalls den flußdynamischen Umbruch :

- von den ehemals weitflächig sich erstreckenden, durch einen breitbettigen, weitverzweigten Fluß weitgehend horizontal aufgehöhten würmzeitlichen Niederterrassen
- zu den mit der Mäanderverlagerung eines Hauptstromstriches lateral gewachsenen, großbogig schräggeschichteten, von primären Aurinnen durchzogenen, in schmalen Leisten oder ausgeprägten Mäanderbögen mehr oder minder mosaikartig den heutigen Flußlauf begleitenden holozänen Auenterrassen.

Dagegen zeigen sich jedoch erneut Veränderungen im morphologischen, geologischen und pedologischen Erscheinungsbild der Einzelterrassen, die Ausdruck zweier Einflußfaktoren sind:

- einerseits der Einmündung der unmittelbar mit dem alpinen Geschehen verknüpften, ein wesentlich höheres Gefälle aufweisenden und daher eine gröbere Sedimentfracht (vgl. HOMILIUS et al. 1983: 65) führenden Isar und
- andererseits der besonderen topographische Lage dieses Talabschnittes unmittelbar oberhalb eines Engtaleintrittes der Donau.

4.3.1. Morphologisch–geologischer Bau

Aufgrund dieser Einflußfaktoren gliedert sich der Donautalgrund zwischen Deggendorf und Pleinting in zwei von der morphologischen Lagerung seiner Terrassenkörper unterschiedlich gestaltete Talräume, die gleitend ineinanderübergehen:

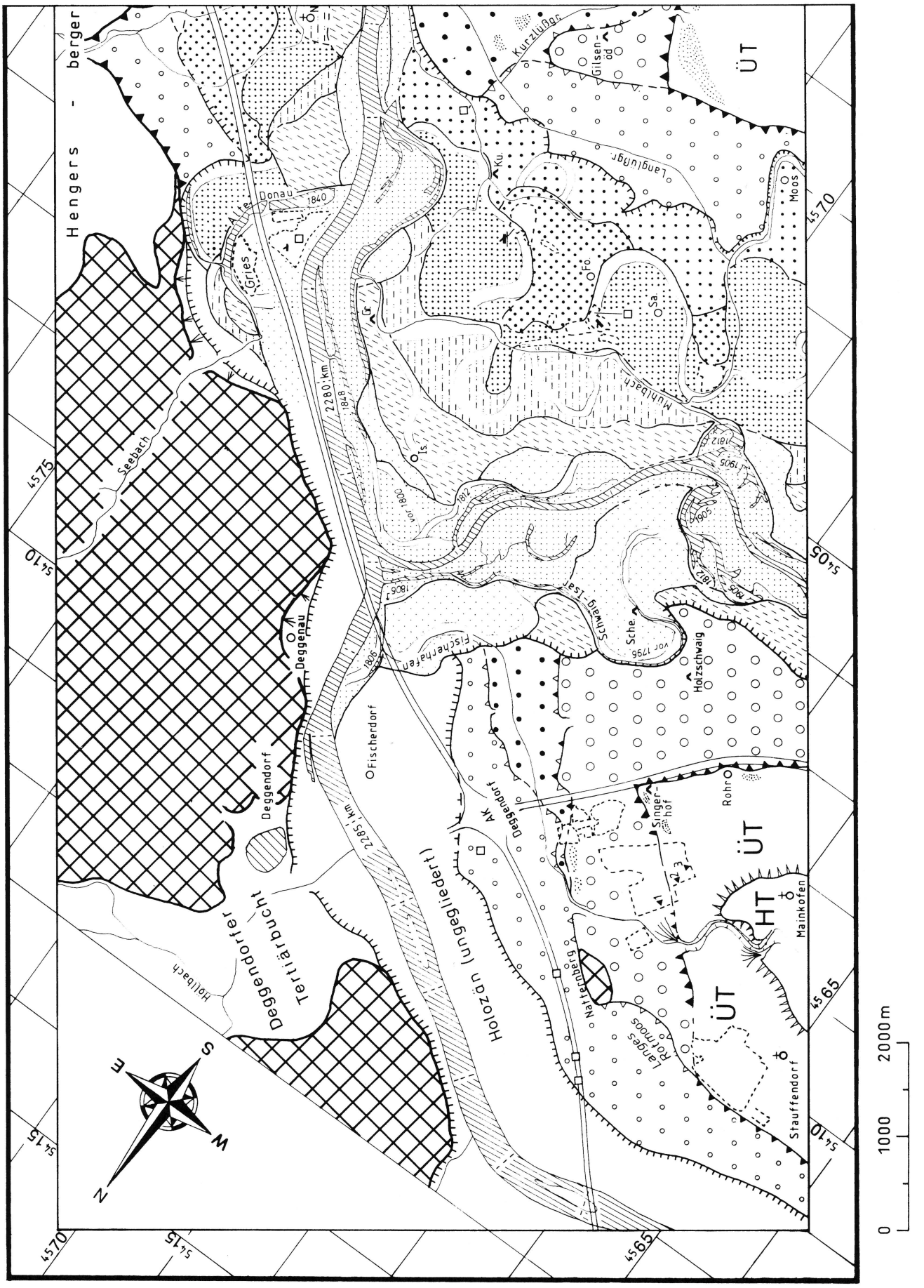
1. der dem jungquartären Isarmündungsbereich vorgelagerte Donautalgrund mit seiner Verzahnung von Isar– und Donauterrassen zwischen Deggendorf und Niederalteich
2. der Donautalabschnitt unterhalb von Niederalteich bis zum Engtaleintritt bei Pleinting.

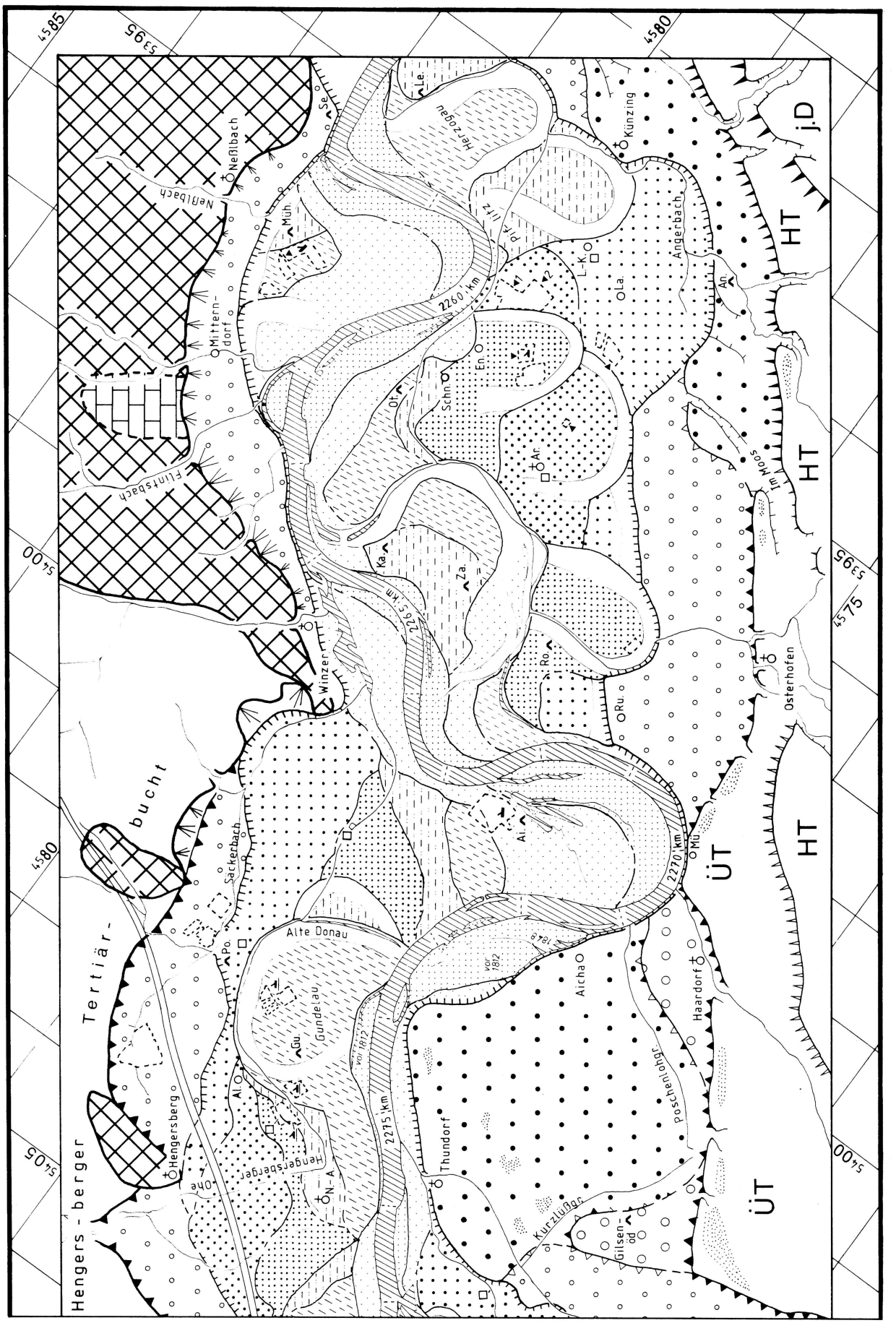
Morphologisches Kennzeichen des Talbereiches Deggendorf – Niederalteich ist eine Zweigliederung des Talgrundes in die höherliegenden, durch weitgehend terrestrische Bodenbildungen (Parabraunerden) gekennzeichneten beiden älteren Niederterrassen (NT1, NT2) und die im gleichen Oberflächenniveau als Reihenterrassen ausgebildeten holozänen Auenterrassen einschließlich der spätglazialen NT3 mit ihren durch die Auendynamik geprägten, geringer entwickelten Auenböden. In ihrer räumlichen Verbreitung wie auch ihrer Höhenlage im Talgrund stehen sie unter dem Einfluß der einmündenden Isar, die innerhalb dieses Talabschnittes das dominierende flußdynamische Element darstellt.

Mit einem Talbodengefälle von rd 1 ‰ und einer Breite von 6 km, bei Plattling auf 7 km Breite im Mündungsbereich zunehmend greift ihr jungquartärer (post–ÜT–zeitlicher) Mündungskegel nahezu im rechten Winkel weit ins Donautal vor. Wie der geologische Aufbau des Isarmündungsbereiches und seiner angrenzenden, sich verzahnenden oder diskordant geschnittenen Donauterrassen zeigt (Abb. 30), hat die Isar ihre Mündung vom Hochwürm bis zum Spätglazial ca. 1,5 km gegen den Bayerischen Wald vorgeschoben. Lag ihr Isarmündungskegel bei der NT1 noch in etwa im Bereich der Verbindungslinie Singerhof – Gilsenöd (jeweils Externrand der NT1 der Donau), so baute er sich bis zur spätglazialen NT3 um ca. 1,5 km vor bis in den Bereich der Verbindungslinie Externrand der NT3 der Donau südlich des Autobahnkreuzes mit der Ortschaft Thundorf. Diese Tendenz hielt auch – parallel zu einer sukzessiven Verlagerung der Isarmündung donauaufwärts – bis ins jüngste Holozän an, so daß der jungholozäne Isarmündungsbereich (H4– bis H7–Terrasse) zwischen Deggenau und Seebach lediglich 1 km bzw. 2 km vom Steilanstieg des Vorderen Bayerischen Waldes entfernt liegt.

Von der Isar – insbesondere im ausgehenden Spätglazial (NT3) – gegen das Mittelgebirge abge-

Anschluß siehe nächste Seite





Anschluß siehe vorhergehende Seite

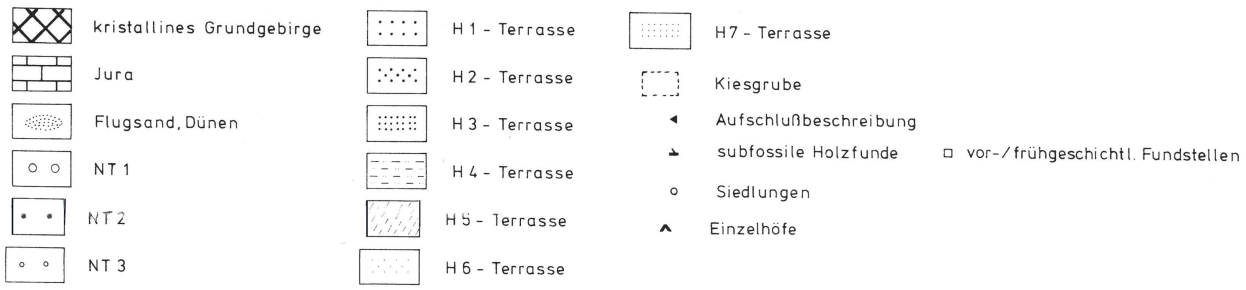


Abb. 30: Terrassengliederung im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung

drängt, erstrecken sich die nachfolgenden Donauterrassenbildungen unmittelbar entlang des Steilanstieges zum Vorderen Bayerischen Wald. Sie sind der jeweiligen, zeitlich entsprechenden Isareinmündung vorgelagert bzw. etwas talabwärts versetzt. Ihre zum Teil kräftigen Mäanderbögen holen gegen den östlichen Talrand aus. Die einmündende Isar bewirkt jedoch seit der hochglazialen Aufschotterung der NT1 nicht nur eine Abdrängung der Donau gegen den östlichen Talrand, vielmehr bildet sie den Vorfluter, auf den sich die Donauterrassen in ihrer morphologischen Höhenlage im Talgrund ausrichten (für das Verhalten der jeweiligen Terrassenbasen fehlen leider entsprechende Aufschlüsse; s.u.). Dabei besteht zwischen dem auf den Vorfluter Isar ausgerichteten Gefälle der pleistozänen und holozänen Donauterrassen ein deutlicher Unterschied. Während die würmzeitlichen Donauniederterrassen mit einer kräftigen Gefällsversteilung von rund 0,8 ‰ zur Isarmündung hin abtauchen, besitzt die holozäne Donauaue (ungegliedert) lediglich ein Gefälle von rd. 0,2 ‰. Daher verringert sich zum Beispiel die Höhenlage der NT3 von knapp 315 m ü. NN beim Flußkilometer 2291 bis zum Flußkilometer 2285 (rd. 5 Talkilometer) auf 311 m ü. NN. Im gleichen Talabschnitt erfährt die holozäne Donauaue in ihren höheren, zentralen Terrassenbereichen lediglich eine höhenmäßige Abnahme von 313 m ü. NN auf 312 m ü. NN (nach Höhenlinienbild der TK 1 : 25000). Im Donautalbereich unterhalb des Natternberges bis zum Isarmündungskegel überragen daher die holozänen Donauterrassen, die zur Isarmündung hin abtauchende NT3 der Donau und erreichen in etwa das Niveau der NT2. Dasselbe Phänomen einer morphologisch höheren Erhebung der holozänen Terrassen über das NT3-Niveau zeigt sich ebenso bei den Isarterrassen. So besitzt die NT3 der Isar östlich von Moos lediglich eine Höhenlage von rd. 312 m ü. NN, während die im Isartalquerschnitt nach NNW angrenzenden holozänen Isarterrassen im Bereich der Verbindungslinie Sammern/Forstern – Scheuer in ihren zentralen Terrassenbereichen mit einer Höhenlage zwischen 313 m ü. NN bis maximal 314 m ü. NN fast das Niveau der den nördlichen Isarauenrand begrenzenden NT1 (rd. 314 m ü. NN) erreichen.

Unterhalb der Isarmündung im Talabschnitt Niederalteich – Künzing heben sich die beiden weitflächig erhaltenen spätglazialen Niederterrassen – kaum ein Gefälle aufweisend – talabwärts über die in ihren zentralen Oberflächenerhebungen von alt nach jung sich sukzessive dem neuzeitlichen Talgefälle der Donau von rd. 0,45 ‰ angleichenden und daher insgesamt zunehmend tieferliegenden holozänen Terrassen heraus (Abb. 32). Während die NT3 und die holozänen Einzelterrassen im Talquerschnitt bei Niederalteich in etwa im gleichen Oberflächenniveau liegen, bilden sie im Raum Endlau eine Terrassentreppe. Ausgehend von der am höchsten liegenden NT3 (bei rd. 310 m ü. NN) folgen die jeweils tiefer gestaffelten H1– (308,5 m ü. NN; nach Höhenflurkarte 1 : 5000 Nr. 27/47, 47/48), H2– (308 m ü. NN; nach s.o.), H3–Terrassenflächen (307,5 m ü. NN; nach s.o.) bis zur jungholozänen Aue (H4 – H7) bei 306 m ü. NN (nach s.o.). Als Ursache dieses divergierenden Oberflächengefälles zwischen den pleistozänen Terrassen einerseits und den holozänen Terrassen andererseits kann die besondere talmorphologische Position unmittelbar oberhalb eines Engtales und sich daraus ergebender unterschiedlicher Einflußfaktoren auf die pleistozäne und holozäne Flußdynamik angesehen werden. Unter kaltklimatischen Bedingungen wurden die mit Schutt beladenen, in zahlreiche Arme gegliederten Schmelzwasserströme der Donau durch den Engtaleintritt zurückgestaut. Das führte oberhalb des Engtales zu einer intensiven Sedimentakkumulation, zur starken Aufhöhung des Flußbettes und daher zur Gefällsverringerung. Dahingegen stellt das Engtal für den schmalen, mäandrierenden, einfadigen, holozänen Donaulauf kein Hindernis dar. Es bewirkt im Gegenteil durch die Streckung des Donaulaufes innerhalb des Eng-

tales eine Gefällserhöhung. Die damit einhergehende Verstärkung der Erosionskraft führt rückschreitend zur Wiederausräumung des im Pleistozän oberhalb des Engtales aufgestauten Sedimentkörpers.

Bezüglich der Tiefenlage der Quartärbasis zeichnet sich nach den vorliegenden Bohrungen (SCHELLMANN 1988: Beilage 16) und unter Einbeziehung der Geologischen Schnitte von HOMILIUS et al. (1983: Tafel 11, Profile 14–19) bei gleicher Ausbildung des präquartären Sohlgesteines als tertiäres Lockergestein eine Dreigliederung der Donautalgrundbasis ab (Abb. 31; Tab. 20; ausführlich SCHELLMANN 1988: 247ff.):

1. Hochliegende Quartärbasiswerte zwischen −3 bis −6 m u. NT3, wie sie im Bereich der den westlichen Talgrundrahmen bildenden ÜT und HT auftreten, finden sich oberhalb der Isarmündung auch im Bereich der NT1.
2. Ein nächsttieferes Niveau mit Quartärbasiswerten von 304 – 305,5 m ü. NN bzw. −6 bis −7,5 m u. NT3 erstreckt sich nördlich der Isarmündung im Bereich der morphologisch erhaltenen NT2- und NT3-Terrassenflächen. Südlich der Isarmündung gehören ihm die erhaltenen NT1- und NT2-Terrassenflächen zwischen Thundorf und Haardorf mit einer tiefsten Quartärbasis zwischen −7 bis −9,5 m u. NT3 an. Die NT3 der Isar südlich von Forstern und die NT3 der Donau unterhalb der Isarmündung bis Künzing heben sich mit ihrer Quartärbasis zwischen 300 – 301,5 m ü. NN bzw. zwischen −8,5 bis – 10 m u. NT3 durch eine insgesamt geringfügig tiefere Lage und eine weniger stark ausgeprägte Basisreliefierung (als Ausdruck der geringen Schwankungsbreite der auftretenden Basiswerte) von den älteren Niederterrassenflächen ab.
3. Eine Zone mit dem Auftreten tiefster Quartärbasiswerte, die dem holozänen Talgrund folgt und deren Basiswerte im Bereich des Flußkilometers 2290 bis 302 m ü. NN, im Raum Deggendorf bis 300 m ü. NN und weiter talabwärts im Raum Arbing – Langkünzing bis auf 297 m ü. NN hinabreichen. Bei Dreivierteln der in dieser Zone niedergebrachten Kernbohrungen liegt die Quartärbasis bei tertiärem Sohlgestein zwischen −10 bis −14 m u. NT3. Da innerhalb der Hochterrassenflächen – vermutlich HT2 (SCHELLMANN 1988: 242ff.) – die Quartärbasis im Niveau von −3 bis −6 m u. NT3 liegt und daher die Erosionsbasis der Donau vor Aufschotterung der HT2 diese Tiefenlage erreicht hatte, ist die Tieferlegung auf das bereits dem jungquartären Talgrund folgende Basisniveau von −6,5 bis −10 m u. NT3 als post-HT2-zeitlich in Verbindung mit dem seit dieser Zeit gegen den Vorderen Bayerischen Wald abgedrängten Donaulauf einzustufen. Eine Parallelisierung mit der ÜT ist nicht möglich, da deren Terrassenbasis im gleichen Niveau oder höher als die Quartärbasis der HT2 liegt.

Im Gegensatz zur NT1 unterhalb der Isarmündung weisen bereits die höheren Quartärbasiswerte von −3 bis −5 m u. NT3 im Bereich der NT1 oberhalb der Isarmündung auf eine während ihrer Ausbildung ebenfalls hochliegende Erosionsbasis der Donau hin. Dies bestätigte ein sich kurzfristig ergebender Aufschluß im Kiesgrubenareal westlich des Natternberges mit der Tiefenlage der Terrassenbasis der NT1 bei rd. 309 m ü. NN bzw. −3 m u. NT3. (Aufschlußbeschreibung in SCHELLMANN 1988: Tab. 37). Ein in diesem Raum den NT1-Schotterkörper unterlagernder, bis rd. 307,5 m ü. NN bzw. bis −4,5 m u. NT3 hinabreichender älterer, stark verwitterter Sockelschotter liegt mit seiner Basis im Quartärbasisniveau der zum Talgrundrand hin angrenzenden ÜT- und (HT2)-Flächen. Infolge seiner intensiven Durchverwitterung mit völlig mürben Malmkalkblöcken und kristallinen Geröllen ist eine Korrelierung mit dem im gleichen Kiesgrubenareal in seinen hangenden Partien aufgeschlossenen, unverwitterten Schotterkörper der ÜT (Abb. 4) ausgeschlossen. Ebenso weisen nach HOMILIUS et al. (1983: 62ff.) auch die hangenden Partien des Hochterrassenschotterkörpers keinerlei Verwitterungseinflüsse auf. Da bezüglich der basalen Schichten der HT und ÜT keine Aufschlußbeobachtungen vorliegen, muß eine genauere stratigraphische Einstufung des älteren Sockelschotters als prä-NT1-zeitlich derzeit offen bleiben. Während die NT1- Basis – ebenso wie im Regensburger Raum – bei rd. −3 m u. NT3 liegt und sie im Raum oberhalb der Isarmündung über einen älteren, bis ins HT2-Quartärbasisniveau hinabreichenden Sockelschotter hinweggreift, weisen die in ihrem Terrassenbereich südlich der Isarmündung auftretenden tieferen Quartärbasiswerte von −8 bis −9 m u. NT3 daraufhin, daß auch sie dort von einem älteren Sockelschotter der post-HT2-zeitlichen Ausräumungsphase, die zwischen −7 bis −9,5 m u. NT3 reichte, unterlagert wird. Für die zeitliche Einstufung dieses älteren Sockelschotters bildet daher die NT1 einen terminus post quem. Sowohl von seiner stratigraphischen Position – älter als die NT1 und jünger als die HT2 – wie auch der Tiefenlage seiner Erosionsbasis bei −7 bis −9,5 m u. NT3 dürfte er ein Pendant zur HT1 im Regensburger Raum darstellen. Dort wird der NT1-Terrassenkörper ebenfalls von einem derartigen Reliktschotter innerhalb der "HT1-Tiefenrinne" unterlagert. Da davon auszugehen ist, daß auch die Tiefenlage der NT2-Terrassenbasis – ebenso wie die der NT1 –

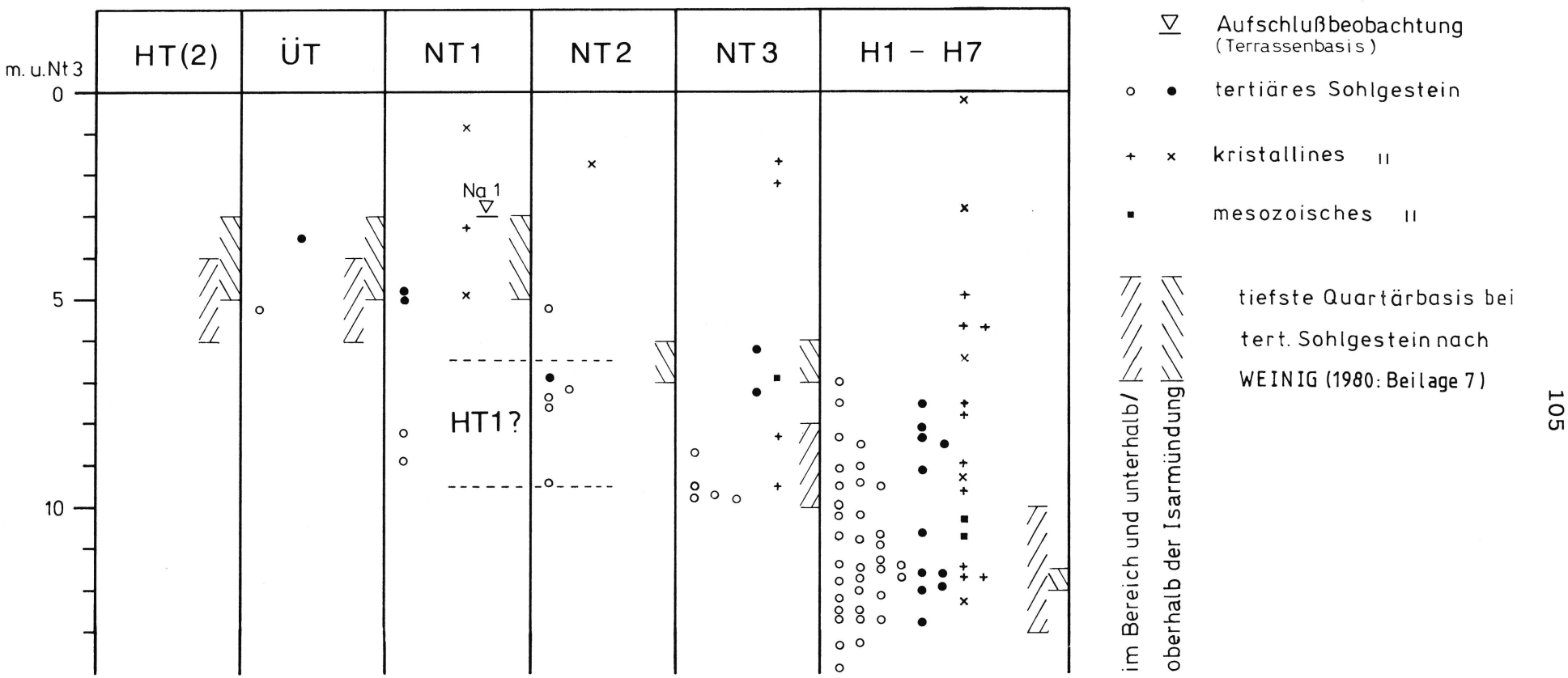


Abb. 31: Tiefenlage der Quartärbasis im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung nach Bohrungen (Bohrverzeichnis in SCHELLMANN 1988: Beilage 16) und geoelektrischen Sondierungen von WEINIG (1980: Beilage 7)

nicht wesentlich von der NT2-Basis von rd. -2 m bis -4 m u. NT3 im Raum Regensburg - Straubing - Bogen abweicht, sind die innerhalb ihrer Terrassenflächen auftretenden Quartärbasiswerte von -6 bis -9,5 m u. NT3 ebenfalls als Ausdruck einer Unterlagerung durch einen älteren, HT1-zeitlichen Sockelschotter anzusehen (Abb. 32). Für die NT3 unterhalb der Isarmündung, deren Erosionsbasis im Raum Regensburg - Straubing in etwa im gleichen Niveau wie die der HT1-Tiefenrinne liegt, spiegelt sich in der anscheinend geringeren Schwankungsbreite ihrer zwischen -8,5 bis -10 m unter NT3 liegenden Quartärbasiswerte eine zweifache räumliche Überlagerung HT1- und NT3-zeitlicher Ausräumung der Talsohle wider.

Von den pleistozänen Terrassen hebt sich der holozäne Donautalgrund durch das überwiegende Auftreten von wesentlich tieferen Quartärbasiswerten zwischen -10 bis -13 m u. NT3 ab. Sie sind Ausdruck einer kräftigen holozänen Tiefenerosion, die - da innerhalb der H1-Terrassenflächen bereits entsprechend tiefe Basiswerte auftreten - mit dem Umbruch von der spätglazialen NT3 zur H1-Terrasse anzusetzen ist. Weitere Hinweise zur Tiefenlage der Terrassenbasis nachfolgender holozäner Umlagerungsphasen sind aus der bzgl. dieser Fragestellung zu geringen Anzahl vorliegender Bohrungen nicht abzulesen. Für die jungholozänen Terrassen im Bereich der Isarmündung weist das Auffinden von 24 anthropogenen Flußfunden im Zeitraum von 1973 - 1981 (nach Ortsakten Denkmalpflegeamt Landshut) in der innerhalb der H6- und H7-Terrasse angelegten Kiesgrube "Im Gries" oberhalb von Niederalteich auf eine Terrassenstapelung hin (s. Kap. 4.3.3.) mit:

- liegendem subborealen Sockelschotter, der durch 18 jungneolithisch/frühbronzezeitliche und 2 urnenfelderzeitliche Flußfunde vertreten wird
- und hangendem Schotterkörper der morphologisch ausgebildeten spätmittelalterlichen bis neuzeitlichen H6- und H7-Terrassenflächen, die sich im Fundgut neben zahlreichen Ziegelbrocken in zwei mittelalterlich/neuzeitlichen Fundstücken wiederfinden.

Unterhalb von Niederalteich ist dagegen - bei Annahme einer unveränderten Mächtigkeit ihrer Terrassenkörper - mit der sukzessiven morphologischen Tieferschaltung der holozänen Terrassenoberflächen ebenfalls eine entsprechend tiefere Lage der Terrassenbasis anzunehmen. Vermutlich lagern dann die von ihrer Oberflächenerhebung gegenüber den altholozänen rd. 2 m tieferen jungholozänen Terrassen im Raum Endlau - Langkünzing bereits unmittelbar dem anstehenden Präquartär auf (Abb. 32).

Innerhalb der Tiefenlage der quartären Donautalgrundsohle im Bereich und unterhalb der Isarmündung deuten sich somit - auf der Grundlage der vorliegenden Bohrungen (SCHELLMANN 1988: Beilage 16), einer Aufschlußbeobachtung (SCHELLMANN 1988: Tab. 37) und unter Einbeziehung der geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983: Tafel 11, Profil 14-19) - ebenso wie im Donautal zwischen Regensburg und Straubing drei Phasen mit ausgeprägten Tieferlegungen der Talsohle an (Tab. 20):

1. Eine mittelpleistozäne HT1-Erosionsphase bewirkte in beiden Talräumen innerhalb der von ihr erfaßten Talsohlebereiche eine Tieferlegung der Erosionsbasis bis auf ca. -6,5 /-9,5 m u. NT3-Niveau.
2. nach Ausbildung der ÜT, NT1 und NT2 - mit ihren vergleichsweise höherliegenden Erosionsbasen - und mit Umbruch zur NT3 führte eine zweite kräftige Tiefenerosionsphase im Raum Regensburg - Straubing erneut zur Ausräumung der präquartären Talsohle auf -6,5/-9,5 m u. NT3 und im Raum Isarmündung - Künzing, in dem bereits die ältere HT1-Tiefenerosionsphase in etwa denselben Talgrundbereich erfaßte, zur Ausräumung auf -8/-10 m u. NT3.
3. Der Umbruch vom Spätglazial zum Holozän bzw. von der NT3 zur H1-Terrasse wird in beiden Talräumen mit einer weiteren kräftigen Tieferlegung der Donauerosionsbasis auf -10/-14 m u. NT3 eingeleitet. Während jedoch im Raum Regensburg - Bogen von der H1- bis zur H4-Terrasse sukzessive eine weitere Tieferlegung der Talsohle bis auf -18 m u. NT3 erfolgte, zeigen sich im Raum Deggendorf - Künzing keine entsprechend tiefen Basiswerte. Es ist daher dort - entgegen dem Regensburger Raum - von einer im Laufe des Holozäns unveränderten oder höherliegenden Donauerosionsbasis auszugehen. Diese deutlich geringere holozäne Tiefenerosion im Bereich und unterhalb der Isarmündung wird durch die mit wesentlich höherem Gefälle einmündenden Isar verursacht. Unmittelbar oberhalb der Isarmündung bewirkt die Isar durch Rückstau der Donau und unterhalb der Isarmündung allein durch den hohen, grobklastischen Sedimenteintrag eine Verminderung der Donau-Tiefenerosionsfähigkeit.

Die pleistozänen Terrassen besitzen in beiden Donautalräumen - bezogen auf ein pleistozänes Terrassenniveau, z. B. die NT3 - eine nahezu identische Höhenlage sowohl ihrer Terrassenoberflächen, ihrer maximalen Schotteroberkantenlagen wie auch der Tiefenlagen ihrer Terrassenbasen. Demgegenüber unterscheiden sich die holozänen Terrassenbildungen in beiden Talräumen sowohl

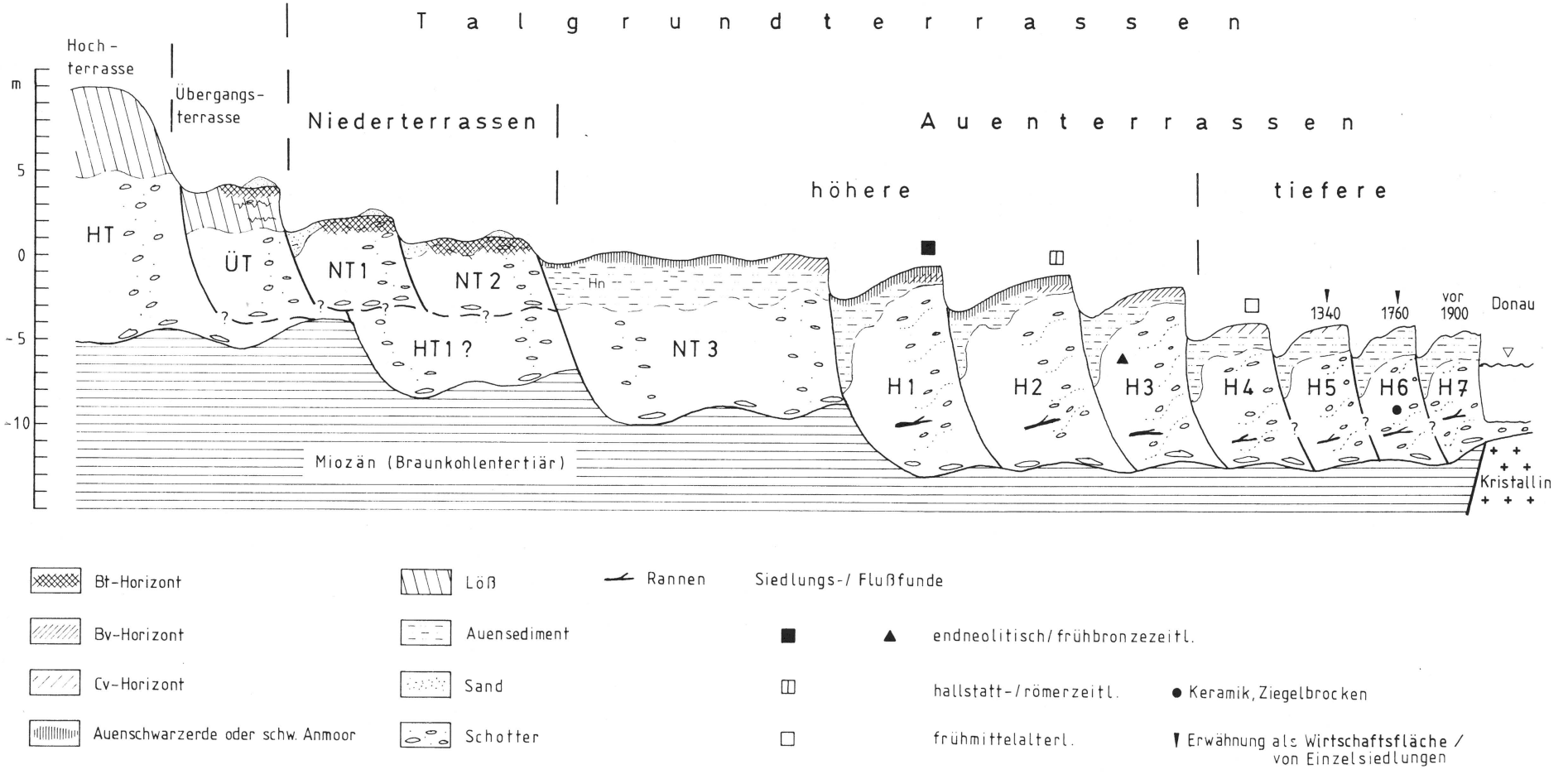


Abb. 32: Schema der jungquartären Terrassenabfolge im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung (Oberflächenerhebung der holozänen Terrassen für den Raum Künzing)

bezüglich ihrer Höhenlage über Fluß wie auch dem maximalen Tiefgang ihrer Erosionsbasen. Inwieweit bezüglich des Basisverhaltens der einzelnen holozänen Umlagerungsphasen weitere Unterschiede zwischen beiden Talräumen existieren, ist zwar zumindest für die jungholozänen Terrassen – wegen ihrer sich ändernden morphologischen Lage im Talgrund unterhalb der Isarmündung – anzunehmen, was jedoch aufgrund des Fehlens weiterer entsprechender Aufschlußbeobachtungen und/oder einer wesentlich größeren Anzahl weiterer Bohrungen nicht belegt werden kann.

4.3.2. Pedologische Kennzeichen

Das unterschiedliche pedologische Erscheinungsbild der einzelnen Talgrundterrassen in diesem Raum ist im Wesentlichen Ausdruck dreier Einflußfaktoren: der spezifischen Reliefposition innerhalb einer Terrassenfläche, der Terrassenhöhe oberhalb bzw. im Auenniveau und der Altersstellung des Terrassenkörpers selbst.

Die sich über das holozäne Auenniveau erhebenden Niederterrassen – **NT1** und **NT2** – werden infolgedessen in ihren zentralen Terrassenbereichen durch die weitflächige Verbreitung terrestrisch geprägter Klimaxböden in Form rubefizierter Parabraunerden gekennzeichnet. Lediglich im Bereich ihrer tieferliegenden, talrandnahen Randsenken treten bedingt durch den hochstehenden Grundwasserspiegel anmoorige Bodenbildungen, teilweise auch geringmächtige Niedermoore auf.

Entgegen den beiden älteren Niederterrassen folgt die Bodenentwicklung auf der **NT3** vor allem ihrer sich verändernden Höhenlage im Talgrund. Oberhalb des Natternberges westlich der Flur "Moosteile" überragt die NT3 die nach Norden angrenzende holozäne Donauaue um 1 – 2 m. In ihren morphologisch höheren zentralen Terrassenbereichen bilden daher rötlichbraune Parabraunerden den heutigen Oberflächenboden, während zur tieferen Randsenke hin, infolge des vom Talrand zuströmenden hochstehenden Grundwasserspiegels, weitflächig Niedermoore als Randsenkenvermoorung (wie z. B. in der Flur "Langes Rotmoos") auftreten. Wenige hundert Meter oberhalb der Autobahntrasse in etwa ab der Flur "Moosteile" zerschneiden mit dem Abtauchen der NT3–Oberfläche zur Isarmündung hin bzw. mit der höhenmäßigen Angleichung von holozäner Terrassen- und NT3–Oberflächenerhebung zunehmend Hochwasserrinnen die NT3–Terrassenstirn, queren ihre Oberfläche (auch pedologisch durch ihre dunkelbraunen bis schwarzen anmoorigen Bodenbildungen hervortretend) und münden in die morphologisch tiefergelegene NT3–Randsenke ein. Im Bereich und unterhalb des Natternberges liegt die NT3–Terrassenfläche im holozänen Auenniveau, um unterhalb des Autobahnkreuzes Deggendorf die tiefste Lage im Talquerschnitt mit einer Erhebung von ca. 311 m ü. NN, rd. 1 m tiefer als die holozäne Donauaue im Raum Fischerdorf und ebenfalls rd. 1 m tiefer als der holozäne Isarmündungsbereich einzunehmen. Aufgrund ihrer morphologischen Lage im Überflutungsbereich der Donau wird sie weitflächig von sandig–siltigen Auensedimenten bedeckt mit abschließenden dunkelbraunen, z.T. entkalkten und verbraunten Auenpararendzinen, wobei in flachmuldigen Rinnenpositionen Pechanmoore und Niedermoore ausgebildet sind (auch: SCHMOTZ et al. 1983). Ebenfalls im Auenniveau liegend bildet die NT3 der Isar gegenüber den nach Norden angrenzenden holozänen Auenterrassen eine bis 1 m niedriger liegende Tiefenzone, die infolge des vom Talrand zuströmenden, oberflächennahen Grundwasserspiegels weitflächig von schwarzen Anmooren und Niedermooren bedeckt wird. Daher hebt sie sich auch kulturlandschaftlich mit ihrer Wald– und Wiesennutzung von den angrenzenden weitflächig ackerbaulich genutzten holozänen Auenterrassen ab. Nach UNGER (1983a: 72) wurden östlich von Moos früher Niedermoortorfe bis zu einer Mächtigkeit von 3 m abgebaut. Während die NT3 der Donau bis in den Raum Hengersberg mit den angrenzenden holozänen Auenterrassen eine gleichhohe Lage im Talgrund einnimmt, hebt sie sich talabwärts – infolge des größeren Oberflächengefälles insbesondere der jungholozänen Terrassen – über die holozäne Aue heraus und erhebt sich im Raum Endlau ca. 4 m über die jungholozäne und ca. 1,5 – 2,5 m über die angrenzende altholozäne Donauaue (Abb. 32). Während der externe NT3–Randsenkenbereich ober– und unterhalb von Hengersberg sowie im Raum Osterhofen durch das vom Talrand zuströmende, oberflächennahe Grundwasser weitflächig von Niedermooren eingenommen wird, im Raum Osterhofen die morphologischen Tiefenzonen der Aurinnen durch die weite Verbreitung schwarzer Anmoore hervortreten, bilden mit Absinken des Grundwasserspiegels zum internen, bis zum Jungholozän im extremen Hochwasserüberflutungsbereich gelegenen, flußnahen Bereich hin Braunerden mit bis zu 90 cm Entwicklungstiefe auf feinsandig–siltigen Hochflutsedimenten (Abb. 33) den rezenten Oberflächenboden.

So, wie der Entwicklungsstand der Böden auf der NT3 weitgehend ihrer sich ändernden Terrassenerhebung im Talgrund folgt, zeigt sich zu den jüngeren **holozänen Terrassenbildungen** hin zu-

nehmend die unterschiedlich lange Entwicklungsdauer der Pedogenese (Abb. 33). Ebenso wie in den bisherigen Talabschnitten von Isar und Donau kommt dabei der allein noch auf den beiden älteren holozänen H1- und H2-Terrassen auftretenden Bodencatena Auenschwarzerde in Hochposition und schwarze Anmoore (Pechanmoore) in morphologischen Tiefpositionen eine terrassenstratigraphische Leitfunktion zu. Sind diese auf der H1-Terrasse noch weitflächig verbreitet, so treten sie auf der H2 vorwiegend in Rinnenpositionen sowie in flußferneren Terrassenbereichen auf. Eine nachfolgende intensive terrestrische Bodenüberprägung zeigt sich auf beiden Terrassen in Form einer kräftigen Entkalkung und Verbraunung. Als rezente Maximalböden finden sich im Isarmündungsbereich bei geringmächtiger Auenmergelbedeckung *schwarzbraune (H1-Terrasse) und dunkelbraune* (H2-Terrasse) Auenrendzinen mit Schotteranwitterungshorizont. Im Donautalabschnitt unterhalb von Aicha sind dagegen z. T. sekundär wiederaufgekalkte Auenschwarzerden-Braunerden (H1-Terrasse) und verbraunte Auenschwarzerden (H2-Terrasse) weit verbreitet. Im flußwärtigen bzw. in stärker von Hochfluten betroffenen Bereichen - wie insbesondere im Donautalabschnitt Isarmündung - Aicha - finden sich auf der H2-Terrasse als rezente Oberflächenböden alle Übergänge von sekundär aufgekalkten Auenbraunerden (SCHELLMANN 1988: Tab. 41), über Auenbraunerde-Pararendzinen mit einer durchschnittlichen Tiefenlage der Bv-Unterkanten zwischen 60 - 80 cm unter Flur (SCHELLMANN 1988: Tab. 42) bis zu kleinräumig verbreiteten verbraunten Auenpararendzinen (SCHELLMANN 1988: Tab. 43). Zum Teil zweigliedrige, durch Bodenbildungen getrennte Hochflutsedimente belegen dort einen Wechsel von Zeiten verstärkter und abgeschwächter Hochwasserbeeinflussung in der jungholozänen Vergangenheit. Eine ebenso ausgeprägte terrestrische Bodenüberprägung kennzeichnet auch die H3-Terrasse. Weitverbreitete und maximale Auenbodenentwicklung bildet auf ihr in Hochpositionen eine Braunerde-Pararendzina mit dunkelbraunem A-Horizont und stark verlehmtem, bis maximal 70 cm unter Flur reichenden Bv-Horizont auf sandig-siltigen Hochflutsedimenten. Während der Bv-Horizont im Talabschnitt Isarmündung - Aicha stark kalkhaltig ist, ist er unterhalb von Aicha mit der morphologisch höheren Talposition der H3-Terrassenflächen kräftig entkalkt (SCHELLMANN 1988: Tab. 44). Im Gegensatz zu den älteren holozänen Terrassen mit ihren stärker verwitterten Bodenbildungen sind auf den höher gelegenen zentralen H4- und H5-Terrassenbereichen lediglich verbraunte und sehr schwach verlehmte Auenpararendzinen ausgebildet. Auf der H4-Terrasse reicht der verbraunte und sehr schwach verlehmte, stark kalkhaltige, hellbraungelbe Cv-Horizont bis in eine Tiefe von 55 - 65 cm unter Flur, während er auf der jüngeren H5-Terrasse nur noch eine Tiefe bis 40 cm unter Flur erreicht. Den Bodenbildungen auf den beiden jüngsten H6- und H7-Terrassen fehlt dagegen ein derartiger initialer Verbraunungshorizont. Ihre deutlich geringere maximale Bodenentwicklung manifestiert sich auf der H6 in einer braungrauen Auenpararendzina auf kalkreichen Hochflutsedimenten, der eine schwache Verbraunungszone, wie sie häufig bei den Auenpararendzinen der H5-Terrasse ausgebildet ist, fehlt. Die H7-Terrasse kennzeichnen stark kalkhaltige junge Auenböden in Form von Auenrohböden bis sehr schwach entwickelte hellbraungraue Auenpararendzinen.

4.3.3. Absolute Altersbelege

An Hand der unmittelbaren räumlichen Verzahnung der **NT1**-Terrassenflächen von Donau und Isar beim Singerhof zeigt sich ihre zeitgleiche Ausbildung. Da beide NT1-Terrassen - im Gegensatz zur ÜT - keine Würmlöß-Überdeckung besitzen, waren sie im Hochwürm noch in Ausbildung begriffen. Von ihrem V-Terrassentyp wie auch ihrer entlang der Terrassenstirn z.T. mächtigen Dünenaufwehungen (Abb. 30) sind sie ins Präholozän zu stellen und dürften als älteste der drei Niederterrassen - ebenso wie im übrigen Untersuchungsraum - der klassischen Hauptniederterrasse entsprechen, die in der Literatur mit dem Würm-Hauptvorstoß der Alpenvorlandsvergletscherung gleichgesetzt wird.

Zeitlich endete die **NT2**-Aufschotterung - wie ihre postsedimentäre Zerschneidung durch ein Trockental östlich von Altenmarkt (Abb. 30) zeigt - sicherlich vor dem letztglazialen Kälterückschlag der Jüngeren Tundrenzeit. Sowohl ihre stratigraphische Position im Talgrund als mittlere dreier Niederterrassen, ihre Höhenlage über der NT3 und ihr morphologisches Erscheinungsbild als insgesamt ebene, von flachen Aurinnen durchzogene, bereichsweise Dünen und Flugsanddecken aufweisende Terrassenoberfläche sprechen für eine Korrelierung mit der NT2 der Donau im Raum Regensburg - Straubing. Deren Aufschotterung war nach-hochwürmzeitlich und vor dem Bölling abgeschlossen (Kap. 3.3.1.2.). Obwohl im Isarmündungsbereich eine direkte räumliche Verknüpfung der NT2-Terrassen beider Flüsse - infolge nachträglicher Ausräumung - nicht möglich ist, ist jedoch aufgrund ihrer gleichartigen stratigra-

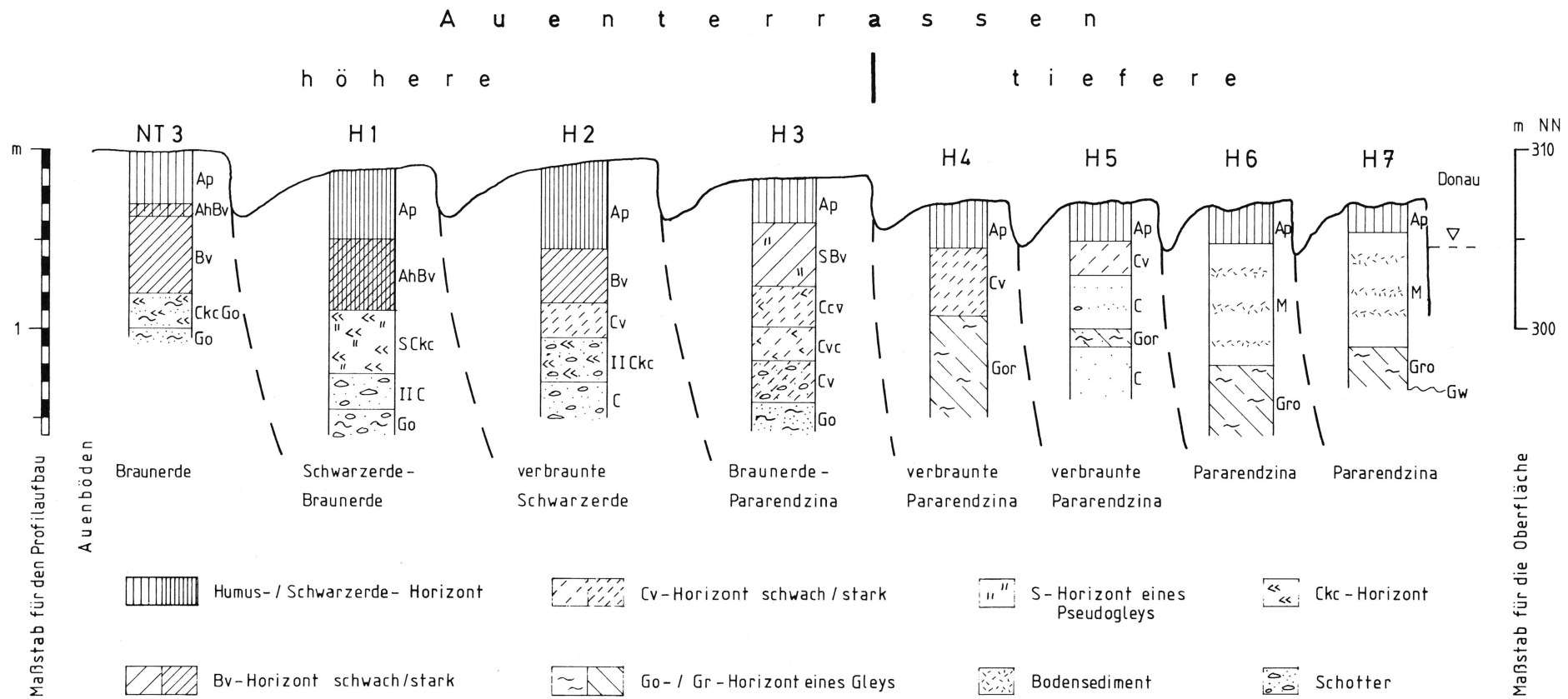


Abb. 33: Maximale Bodenentwicklung auf den holozänen Auenterrassen unterhalb der Isarmündung (Profilbeschreibungen in SCHELLMANN 1988)

phischen Lage im Talgrund eine zeitgleiche Bildung an beiden Flüssen anzunehmen.

Als jüngste würmzeitliche Terrassenbildung ist die **NT3** in diesem Raum – in Anlehnung an die NT3 im Raum Regensburg – Straubing – Bogen und im unteren Isartal – in den Zeitraum Bölling bis ausgehendes Spätglazial bzw. ihre Hauptaufschotterung in die Jüngere Tundrenzeit zu stellen.

Ebenso wie bei den drei Niederterrassen lassen die bisher vorliegenden Altersbelege von den **holozänen** H1– bis H7–**Terrassen** keine abweichende Altersstellung in Bezug auf die holozänen Terrassenäquivalente in den anderen Talabschnitten von Isar und Donau erkennen. Da sich zudem einzelne Terrassen wie die H3– bis H7–Terrasse beider Flüsse im Isarmündungsbereich morphologisch unmittelbar miteinander verknüpfen lassen, ist von einer zeitgleichen Ausbildung auch der holozänen Terrassenstufen auszugehen.

Bezüglich der **H1–Terrasse** weisen aus diesem Talabschnitt drei auf ihrer Terrassenfläche liegende vorgeschichtliche Fundstellen (Abb. 30) – eine Bronzenadel, die beim Aushub des Kugelstätter Grabens gefunden wurde (Ortsakten Denkmalpflegeamt Landshut; FOLGER 1954: 38), ein frühbronzezeitliches Depot südlich von Ponau (SCHMOTZ 1984c) und hallstattzeitliche Gefäßscherben einschließlich eines römischen Münzfundes bei Langkünzing (FOLGER 1954: 42) – auf ihre altholozäne Stellung. In Anlehnung an die absolute Altersdatierung der H1–Terrasse im Isarengtal (Kap. 2.3.2.2.) ist daher ebenfalls eine präboreale/boreale Zeitstellung anzunehmen.

Für die **H2–Terrasse** bildet die auf ihrer Terrassenfläche bei Arbing nachgewiesene römische Siedlung (nach FOLGER 1954: 48) einen terminus post quem. Da auf ihren Terrassenflächen schwarze Pechanmoorbildungen auftreten, weisen sie – wie in den bereits beschriebenen Isar– und Donautalabschnitten – auf eine altholozäne, prä–subboreale Altersstellung der Terrasse. In Anlehnung an die absolute Altersdatierung der H2–Terrasse im Isarengtalbereich wird sie daher ebenfalls als Ergebnis der atlantischen Umlagerungsperiode eingestuft.

Für die **H3–Terrasse** weisen folgende aus ihrem Schotterkörper geborgene vorgeschichtliche Gewässerfunde sowie die 14–C–Datierung eines von mehreren aus dieser Terrasse vorliegenden Holzfunden auf ihre subboreale bzw. jungneolithisch/bronzezeitliche Anlage:

- im Kiesgrubenareal des H3–Mäanderbogens der Isar, 300 m nordwestlich von Forstern, wurde beim Kiesabbau ein bronzezeitliches Schwert gefunden (VERH. HIST. VEREIN NIEDERBAYERN, 102, 1976: 53; HOCHSTETTER 1980: 116)
- die 14C–Datierung eines aus den hangenden Schotterpartien der H3–Terrasse der Donau geborgenen Holzes im Kiesgrubenareal westlich von Kugelstatt (die Ksg. liegt im Grenzbereich der H2 der Isar zur H3–Terrasse der Donau) ergab ein Alter von 3430 ± 115 BP (Hv 14142).
- im externen H3–Terrassenbereich südlich von Gundelau wurde beim Bau des Hengersberger Ohe–Ableiters auf dem in 3 m Tiefe anstehenden Fels eine jungneolithische Axt gefunden (Ortsaktenarchiv Denkmalpflegeamt Landshut: Gde. Altenufer; SCHMOTZ 1984a; ders. 1984c).

Aussagen bezüglich der Hochwasserintensität zur Zeit ihrer Ausbildung ergeben sich aus Siedlungsresten des mittleren Neolithikums, der Bronze– und der Urnenfelderzeit (SCHMOTZ 1983; 1984b) auf der im Auenniveau liegenden NT3 im Raum Natternberg–Fischerdorf. Wie SCHMOTZ (1984b: 17) feststellt, weisen sie auf keinerlei die Siedlungstätigkeit beschränkende Hochwasserprobleme während dieser Zeit hin. Neben der in morphologisch gleich tiefer Talposition auf der H1–Terrasse gelegenen endneolithisch–frühbronzezeitlichen Siedlung bei Öberau (Kap. 3.3.2.3.) liegt hiermit ein zweites größeres vorgeschichtliches Siedlungsareal vor, das für die Zeiten der Siedlungstätigkeit im ausgehenden Atlantikum/Ende Subboreal im Vergleich zu heutigen Verhältnissen eine zumindest in ihren Dimensionen der häufiger überfluteten Talbodenflächen wesentlich schwächer ausfallende Hochwassertätigkeit der Donau und damit evtl. eine tieferliegende Flußbettsohle andeutet. Dem entspricht auch die zeitliche Ausbildung der jüngsten, subborealen Pechanmoorbildungen im Talgrund von Isar und Donau. Sie beenden innerhalb von Rinnenvermoorungen das Niedermoorwachstum und belegen daher während ihrer Ausbildung einen zumindest jahreszeitlich deutlich tieferen Grundwasserspiegel.

Die Ausbildung der **H4–Terrasse** ist zeitlich einzuengen auf jünger als die subboreale H3–Terrasse und älter als die auf ihr liegenden früh– und hochmittelalterlichen Siedlungsgründungen Niederalteich (741; ROSE 1978), Zainach (vor 1464; JUNGMANN–STADLER 1972), Kasten (1143; JUNGMANN–STADLER 1972), Piflitz (1349; WILD 1968). Auf eine eisen–/römerzeitliche Zeitstellung weisen:

1. Die 14C–Datierung einer Ranne aus der im externen H4–Terrassenbereich westlich Altenufer gelegenen Kiesgrube mit einem Alter

von: 2115 ± 55 BP (Hv 14141) bzw. ein dendrochronologisch kalibriertes Alter (nach STUIVER & BECKER 1986) von 455 – 285 v. Chr..

2. Bezüglich des weit gegen Künzing vorgreifenden H4-Mäanderbogens deutet die Lebensbeschreibung des Hl. Severin aus der zweiten Hälfte des 5. Jh. n. Chr. (in: NOLL 1963: 78ff.) mit der Beschreibung der topographischen Lage des spätantiken römischen Kastells von Künzing ("Quintanis") am Donauufer und unmittelbar südlich des Angerbaches ("Businca") gelegen daraufhin, daß der externe H4-Mäander noch im 5. Jh. n. Chr. von der Donau durchflossen wurde. Durch die hochwasserführende Donau zurückgestaut, konnte daher der Angerbach – wie in der Lebensbeschreibung des Hl. Severin dargestellt – einige Teile des in der Ebene angelegten, spätrömischen Kastells überfluten.

Für die **H5-Terrasse** ergibt sich ein Alter von jünger als die eisen-/römerzeitliche H4-Terrasse und älter als die erste urkundliche Erwähnung ihrer Terrassenfluren "Gundelau" (1344; ROSE 1971) und "Herzogau" (1343; WILD 1968), sowie der auf ihr liegenden Siedlungsgründungen "Isargmünd" (um 1320; KLÄMPFL 1855) und "Ottach" (um 1349; JUNGMANN-STADLER 1972). Drei Eichenrannen aus den beiden Kiesgrubenarealen in der Flur "Gundelau" südlich von Altenufer besitzen folgende 14C – Alter:

- Hv 14140 : 1250 ± 80 BP bzw. dendrochronologisch kalibriertes Alter (STUIVER & BECKER 1986) von 660 – 890 n. Chr.
- Hv 14139 : 1065 ± 80 BP bzw. 790 – 1005 n. Chr. (kal. s.o.)
- Hv 14138 : 1050 ± 80 BP bzw. 885 – 1035 n. Chr. (kal. s.o.)

Die Ausbildung der H5-Terrasse, in deren Schotterkörper abgerollte Ziegel (z.B. Ksg. "Gundelau") auftreten, ist somit auf einen Zeitraum von nachrömisch und vor Beginn des 14. Jh. einzuengen und als früh- bis hochmittelalterliche Terrassenbildung anzusehen. Ebenso wie im Straubinger Raum das Kloster Oberalteich von 1343 – 44 n. Chr. einen H5-zeitlichen Donaumäander durchstochen bzw. vermutlich einen bereits vorhandenen Durchbruch (s. Kap. 3.3.2.3.) ausgebaut hat, grub nach KLÄMPFL (1855: 101) auch das Kloster Niederalteich von 1343 – 1353 der das Kloster bedrohenden Donau ein neues Bett. Zumindest im Bereich dieser beiden Klöster hat somit der Mensch bereits zu diesem frühen Zeitpunkt direkt in das Flußgeschehen der Donau eingegriffen.

Für die **H6-Terrasse** ergibt sich aus dem Auffinden zahlreicher, abgerollter Ziegel und vereinzelter Keramikstücke innerhalb ihres in der Ksg. "Im Gries" oberhalb von Niederalteich und der Ksg. "Aichet" aufgeschlossenen, großbogig geschichteten Schotterkörpers eine junge, historische Anlage. Aus dem unterhalb des Grundwasserspiegels liegenden Terrassenkörper wurden neben mächtigen aus der residualen Basisblocklage stammenden Jura- und Kristallinblöcken häufiger gut erhaltene Rannen ausgebaggert. Insgesamt gelang es aus den beiden Kiesgruben dreizehn großstämmige Eichenrannenquerschnitte zu bergen, deren dendrochronologische Datierung noch nicht vorliegt. Einen indirekten Altershinweis deutet sich anhand der im externen Randbereich der H6-Terrasse der Isar gelegenen Flur "Fischerhafen" an. Der Flurname weist daraufhin, daß die im 13. Jh. von Deggendorfer Fischern gegründete Siedlung "Fischerdorf" (ROSE 1971: 130f.) innerhalb dieser Flur und zur Zeit der Ausbildung der H6-Terrasse ihren Hafen besaß, der dann im Laufe des ausgehenden Mittelalters bzw. der frühen Neuzeit verlandete. Eine weitgehende Ausbildung der innerhalb des Mäanderbogens von Aicha – Mülham gelegenen H6-Terrassenflächen bereits zu Beginn des 16. Jh. ergibt sich aus der Geschichte der ehemaligen Ortskirche von Mülham. Nach KLÄMPFL (1855: 61) wurde die Kirche im 12. Jh. in Mülham erbaut, 1497 – infolge ihrer Gefährdung durch die herandrängende Donau – abgerissen und nach Haardorf verlegt. In APIANs Kartenaufnahme von 1554 – 1561 (in: STETTER & FAUSER 1968) – leider ohne Kennzeichnung des Ortes Mülham – ist der Donaubogen in diesem Raum – im Gegensatz zu dem Mäanderbogen oberhalb von Niederalteich – nur schwach ausgeprägt. Die obige Kirchengeschichte von Mülham belegt jedoch, daß bereits Anfang des 16. Jh. die Donau in diesem Raum ihren Mäanderbogen mit der Ausbildung der H6-Terrassenflächen im Gleithangbereich bei Aichet und der Bedrohung der im Prallhangbereich gelegenen ehemaligen Ortskirche von Mülham weitgehend ausgebaut hatte. Jünger als die früh- bis hochmittelalterliche H5-Terrasse und älter als die auf ihr liegenden Weiler Scheuer (um 1810; ROSE 1971) und Aichet (um 1760; ROSE 1971) ist die H6-Terrasse – ebenso wie in den bisher beschriebenen Talräumen von Isar und Donau – als spätmittelalterlich/frühneuzeitliche Umlagerungsperiode einzustufen. Dabei scheinen die großen Mäanderbögen im Raum oberhalb von Niederalteich und unterhalb von Aicha bereits Mitte bzw. Anfang des 16. Jh. weitgehend ausgebildet gewesen zu sein.

Für die **H7-Terrasse** zeigen historische Karten des ausgehenden 18. Jh. – wie der "Reiseatlas" von RIEDL (1796: Tab. C) –, daß die Isar im Mündungsbereich bereits die H6-Terrasse ver-

lassen hatte und innerhalb der H7-Terrassenbereiche ihren Lauf nahm. Für einzelne heute noch erhaltene Paläomäander bzw. für die von ihnen eingeschlossenen H7-Terrassenflächen ergeben sich auf der Grundlage des historischen Kartenmaterials annähernde Altershinweise, die entsprechend als terminus post quem in die Geologische Karte (Abb. 30) eingetragen sind. Zudem weisen historische Überlieferungen auf stärkere Flußbettverlagerungen der Donau im ausgehenden 18./Anfang des 19. Jh.:

- sowohl vom Donaumäanderbogen oberhalb von Niederalteich (BHStA München, Plansammlung, Plan Nr. 1955: "Plan der Donau von Deggendorf bis Niederalteich und des großen Donaueinbruchs gegen Niederalteich" erstellt von BAUMGARTNER, A. 1782)
- wie auch von der Flußschleife im Raum Aicha - Mülham und oberhalb von Hofkirchen in der Flur "Piflitz" (KLÄMPFL 1855: 61, 77; PECHMANN 1822: 35f.).

Die Ausbildung der H7-Terrasse endete weitgehend mit den Mitte des 19. Jh. an der Donau und Ende des 19. Jh. an der Isarmündung systematisch durchgeführten wasserbaulichen Korrektionsmaßnahmen und Flußlauffestlegungen.

4.4. Die Talentwicklung von Isar und Donau im jüngeren Quartär

Mindestens seit Ausbildung der mittelpleistozänen HT2 von der Isar gegen den Vorderen Bayerischen Wald abgedrängt, ist der jungquartäre Donautalgrund in diesem Raum unmittelbar dem Mittelgebirgsrand vorgelagert, um unterhalb von Pleinting, tief eingeschnitten als epigenetisches Durchbruchstal in das kristalline Grundgebirge einzutreten.

Während so die östliche Talumrahmung von kristallinen, tertiären und im Raum Flintsbach mesozoischen Gesteinen aufgebaut wird, bilden beiderseits des jungquartären Isarmündungsbereiches lößbedeckte tiefere Talhangterrassen den westlichen Talgrundrand. Auf der Grundlage unterschiedlicher morphologischer Erhebungen, sowie differierender Höhenlagen der fluviatilen Aufschüttungsniveaus und der Tiefenlagen der Quartärbasen ist

- das morphologisch tiefere, unmittelbar den Donautalgrund mit einer Erhebung von 4 - 6 m ü. NT3 angrenzende Terrassenniveau als die in allen bisher betrachteten Talabschnitten von Isar und Donau in gleicher morphologisch-stratigraphischer Position erhaltene, vermutlich bereits vorletztkaltzeitliche Übergangsterrasse einzustufen.
- das talrandwärts die Übergangsterrasse überragende morphologisch höhere Niveau im Raum Mainkofen und unterhalb von Moos mit einer Erhebung von 8 - 10 m ü. NT3 nach der bisher bekannten Höhenlage seines fluviatilen Aufschüttungsniveaus und der Tiefenlage seiner Quartärbasis mit der HT2 im Hofdorfer Raum zu verknüpfen.

Da die NT1 und NT2 auch in diesem Donautalabschnitt gegenüber den mittelpleistozänen HT2-, HT1- und ÜT-Bildungen höherliegende Erosionsbasen bei ca. -2/-4 m u. NT3 besitzen, greifen die morphologisch erhaltenen HT2 und ÜT unter beide ältere Niederterrassen als Sockelschotter hinab. Die morphologisch nicht erhaltene HT1 findet sich insbesondere im NT1/NT2-Bereich unterhalb der Isarmündung im Auftreten von im HT1-Basisniveau liegenden Quartärbasiswerten wieder. Sie dürfte in diesem Bereich ebenfalls als älterer Sockelschotter die beiden Niederterrassen unterlagern. Damit zeichnet sich auch in diesem Donautalabschnitt eine mit dem Raum Regensburg - Straubing - Bogen gleichgeartete mittelpleistozäne Talentwicklung von der HT2, über die HT1 bis zur ÜT ab. Sie ist gekennzeichnet durch eine bezogen auf das NT3-Niveau nahezu identische Übereinstimmung der Höhenlagen ihrer jeweiligen fluviatilen Aufschüttungsniveaus und Tiefenlagen ihrer Quartärbasen.

Wie in allen bisherigen Talabschnitten baut sich der jungquartäre Donau- und Isartalgrund in diesem Raum - geologisch-sedimentologisch betrachtet - aus zwei großen Terrassenkomplexen auf:

a) dem aus drei Einzelterrassen zusammengesetzten, vertikal aufgehöhten Niederterrassenkomplex mit der hochglazialen NT1- und den beiden spätglazialen NT2- und NT3-Stufen (Abb. 32). Mit der Einengung der NT3 auf einen verglichen mit den beiden älteren Niederterrassen verkleinerten Talraum, der kräftigen, ihrer Aufschotterung vorausgehenden Tiefenerosion, die im Bereich des NT3-Flußbettes den Talboden bis auf -7/-9,5 m u. NT3 ausräumte, zeigt sich - ebenso wie im Raum Regensburg - Straubing - Bogen - auch hier ein erster Umbruch in der jungquartären Talgeschichte. Für das untere Isartal im Raum Landshut - Großköllnbach - aus dem keine Kenntnisse über das Basisverhalten der pleistozänen Terrassen vorliegen - zeigt sich dieser erste Umbruch ebenfalls in Form einer Einengung der NT3-Schmelzwässer auf den südlichen Talraum. Deshalb ist die NT2 - im Gegensatz zur NT1 - im Isarengtalbereich fast durchgängig erhalten geblieben.
b) dem aus sieben Einzelterrassen - H1- bis H7-Terrasse - aufgebauten, lateral gewachsenen holozänen Auenterrassenkomplex (Abb. 31).

Wie in allen bisherigen Talabschnitten findet mit seiner Anlage am Übergang vom Spätglazial zum Holozän der große flußdynamische Umbruch statt vom breitbettigen, vertikal akkumulierenden, vielarmigen, kaltzeitlichen Flußlauf zum schmalen, lateral umlagernden, mäandrierenden, an der unteren Isar häufig in Haupt- und Nebenarme verzweigten bzw. an der Donau weitgehend einfadigen holozänen Flußlauf. Ebenso wie im Raum Regensburg - Straubing - Bogen ist auch hier dieser große flußdynamische Umbruch mit einer weiteren kräftigen Tieferlegung der Donauerosionsbasis auf -10 bis -14 m u. NT3 verbunden.

Innerhalb der holozänen Talentwicklung deutet sich ebenfalls ein weiterer, weitgehend anthropogen bedingter Umbruch im älteren Subatlantikum mit Anlage der H5-Terrassenbildung an. Neben der Ausbildung von drei eigenständigen Terrassenkörpern innerhalb des ihm folgenden, lediglich 1400 Jahre umfassenden Zeitraumes zeigt er sich in einer Erhöhung der Donau-Flußbettsohle zumindest im Isarmündungsbereich, wo in der Ksg. "Gries" spätmittelalterliche und neuzeitliche Donauablagerungen über einen subborealen Sockelschotter hinweggreifen.

Im Talabschnitt unterhalb von Aicha manifestiert er sich in differierenden morphologischen Erhebungen der gleichhohen subatlantischen Terrassen einerseits und der treppenartig zunehmend höhergeschalteten altholozänen Terrassen andererseits.

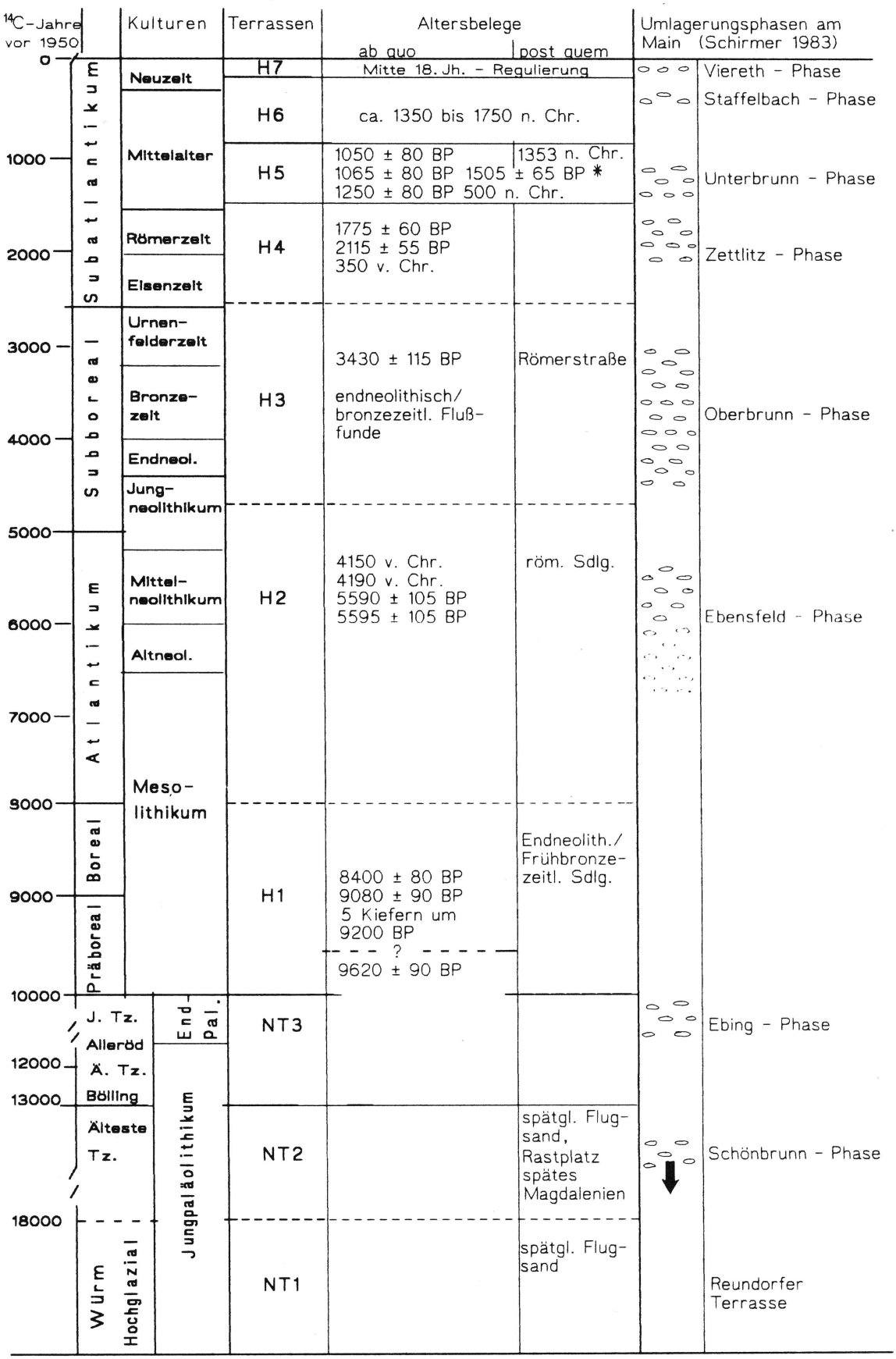
Wie im Regensburg - Bogener Raum ist daher auch in diesem Talabschnitt von einer wesentlich verringerten Tiefenerosionskraft der Donau seit dem Frühmittelalter auszugehen, so daß bei flacherem und breitbettigeren Donaulauf eine gesteigerte Mäanderverlagerung einsetzte. Für die Isar, die im Mündungsbereich auf den Vorfluter Donau ausgerichtet ist, ist daher dort ebenfalls von einer Flußbetterhöhung und verstärkten Seitenerosionsdynamik auszugehen. Dies führte zu einer gesteigerten Ausräumung der nördlich angrenzenden, morphologisch gleich- bzw. tieferliegenden NT3- und NT2-Terrassenflächen der Donau und einer sukzessiven Mündungsverlagerung donauaufwärts.

Im unteren Isartal zwischen Landshut und Großköllnbach liegen bisher keine genaueren Kenntnisse über das Basisverhalten der jungquartären Terrassen vor. Zumindest die H5, H6- und H7-Terrassen liegen in weiten Bereichen unmittelbar dem miozänen Sohlgestein auf, bzw. bei der H5- und H6-Terrasse werden sie kleinräumig von in Rinnen eingelagerten älterholozänen Sockelschottern unterlagert (Abb. 10). Eine verringerte Tiefenerosionskraft verbunden mit einer Erhöhung der Flußbettsohle kann daher weitgehend ausgeschlossen werden. Ebenso wie im Donautal zeigt sich aber auch dort dieser zweite, holozäne Umbruch in der Talgeschichte. Neben der Ausbildung dreier Terrassenkörper seit dem Frühmittelalter zeigt er sich in Form einer morphologisch tieferen Lage der jungholozänen Terrassen bei gleichzeitiger Einengung ihrer Umlagerungszone auf einen schmalen, 1 - 2 km breiten südlichen Talraum. Dabei erfaßte allein die nur ca. 150 Jahre andauernde Umlagerungstätigkeit der H7-Terrassenbildung einen Talraum von durchschnittlich 750 - 1000 m Breite (Kap. 2.3.3.5.).

Weisen bereits die in gleicher Anzahl in den einzelnen Talabschnitten von Isar und Donau erhaltenen Terrassen - neben den aus ihren Terrassenbereichen vorliegenden absoluten Altersbelegen - auf ihre höchstwahrscheinlich gleichalte Ausbildung hin, so verzahnen sich im Isarmündungsbereich die NT1, H3- bis H7-Terrassen. Da auch für die übrigen nicht direkt verknüpfbaren Terrassen aus keinem der untersuchten Talabschnitte Altersbelege vorliegen, die einer zeitlichen und damit auch ursächlichen Korrelierung der einzelnen stratigraphischen Einheiten widersprechen würden, ist für alle würm- und holozänzeitlichen Talgrundterrassen von einer Gleichzeitigkeit ihrer Ausbildung an beiden Flüssen - wie in Tab. 21 zusammengestellt - auszugehen. Als wesentliche Ursache ihrer Ausbildung ist daher ein überregional wirksamer Steuerungsmechanismus in Form klimatischer Faktoren anzusehen. Dann sollten aber auch in anderen mitteleuropäischen Flußgebieten zeitgleiche Terrassenbildungen stattgefunden haben (Kap. 5.).

Ebenfalls als überwiegend überregional klimatisch bedingt, sind die bei entsprechender Terrassenerhebung oberhalb der Auendynamik und oberhalb des Talgrundwasserspiegels in allen drei Talabschnitten auf den Niederterrassen aber auch den Hochterrassen weit verbreiteten rotbraunen bzw. rubefizierten Parabraunerdebildungen anzusprechen. Unabhängig vom Substrat - Löß oder Kalkschotter - ist ihre weitestgehende Ausbildung (SCHELLMANN 1988: Kap. 4.2.2., 3.3.1.1.) in den Zeitraum mittleres Atlantikum bis ausgehendes Subboreal zu stellen. Auch für die im Auenniveau in allen drei Talabschnitten ausgebildeten Auenschwarzerde-Pechanmoor-Catenen sind mit ihrem Auftreten allein auf älteren als den subborealen Terrassenflächen bzw. mit ihrer atlantischen bis subborealen Zeitstellung - wobei jedoch entsprechende Bodenbildungsphasen im älteren Holozän oder im Spätglazial nicht auszuschließen sind - weitgehend klimatische Ursachen anzunehmen. Unter Berücksichtigung dieser beiden besonderen Bodenbildungszeiten, in deren Verlauf allein bei entsprechend terrestrischer Lage der Terrassenoberfläche eine Parabraunerdebildung

Tab. 21: Jungquartäre Terrassenstratigraphie an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg sowie jungquartäre Schotterumlagerungsphasen im Main-Regnitz-Gebiet nach SCHIRMER (1983a)



* 14C-Alter aus: HOFMANN (1971)

bzw. bei entsprechend semiterrestrisch geprägter Auenposition die Bildung einer Auenschwarzerde–Pechanmoor–Catena auf den Talgrundterrassen entstehen konnte, ist das pedogene Erscheinungsbild der Talgrundterrassen primär von lokalen Faktoren abhängig wie Reliefierung, Dauer und Häufigkeit der Überflutungen, Kalkgehalt des Flußsedimentes etc.. Bei fehlender junger Hochflutüberdeckung zeigt sich dabei eine mit zunehmenden Terrassenalter auch meist stärkere Bodenentwicklung.

Weitgehend abhängig von der besonderen lokalen Talposition und sich daraus ergebender Einfluß–faktoren – ob unterhalb oder oberhalb einer Engtalstrecke, oder im Bereich der Einmündung eines alpinen Nebenflusses wie der Isar – ist die morphologische Erhebung der Terrassen über dem rezenten Flußspiegel. Bereits SCHÄFER (1966: 78f.) weist daraufhin, daß entsprechend sich verändernder Gefällsverhältnisse ober– und unterhalb von Talengen oder im Bereich der Einmündung von Seitentälern auch die "Niederterrasse" eine unterschiedlich hohe Lage über dem rezenten Donauwasserspiegel einnimmt. Während unterhalb einer Engtalstrecke wie im Raum Regensburg – Bogen die holozänen Terrassen der Donau als Reihenterrassen das Auenniveau einnehmen und von den höheren Niederterrassenfluren überragt werden, heben sie sich – infolge der im Holozän durch die einmündende Isar rückgestauten Donau – im Raum Natternberg zunehmend heraus und überragen im Isarmündungsbereich die NT3 beider Flüsse (Kap. 4.3.1.). Unterhalb der Isarmündung mit Annäherung an den Pleintinger Engtaleintritt hat sich die Donau dagegen bis zur Römerzeit zunehmend tiefer in den kaltzeitlich stark aufgehöhten Talboden eingeschnitten. Daher ist dort eine Terrassentreppe von der NT3 über die H1–, H2–, H3–Terrassen bis zur jungholozänen Aue ausgebildet.
Von den holozänen Terrassen heben sich die kaltzeitlichen durch ihre im Tallängsprofil untereinander gleichbleibenden Abstände des fluviatilen Aufschüttungs– und des Erosionsbasisniveaus ab. Sowohl im unteren Isartal wie auch im Donautal besitzen alle drei Niederterrassen annähernd gleichbleibende Höhenunterschiede ihrer Aufschüttungsniveaus wie auch zumindest im Donautal gleiche Tiefenlagen der Terrassenbasen. Ebenso zeigt sich für die älteren mittelpleistozänen Terrassen im Donautal bezogen auf ein kaltzeitliches Niveau eine gleichbleibende Höhenkonstanz beider fluviatilen Terrassenkennwerte. Außerhalb des moränennahen Bereiches, für den sich je nach Lage der Vorlandvergletscherung naturgemäß sowohl innerhalb als auch zwischen verschiedenen Kaltzeiten stark verändernde Aufschüttungs– und Basisniveaus ergeben, deutet sich somit zumindest für das Donautal und vermutlich auch für die von der Vorlandvergletscherung weiter entfernten allochthonen Nebenflüsse – wie die untere Isar – im Mittel– und Jungpleistozän eine unabhängig von den sich ändernden Talpositionen in ihren Verhältnissen weitgehend gleichbleibende Massenbilanz fluviatiler Aufschüttung und Ausräumung zwischen den einzelnen kaltklimatischen Terrassenbildungen an.

5. Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar– und angrenzenden Donautal im regionalen und überregionalen Vergleich

Auf eine evtl. mögliche Parallelisierung der an der Donau unterhalb von Regensburg nachgewiesenen Untergliederung des bisher als einheitliche, rißkaltzeitliche Terrassenbildung angesehenen Hochterrassenniveaus in mindestens drei fluviatile, zwei oder mehrere Kaltzeiten umfassende Terrassenkörper (HT1 bis HT3) und eines vermutlich altpleistozänen Sockelschotters (Hartinger Schichten) mit weiteren Hochterrassenvorkommen an Flüssen im Alpenvorland kann nicht weiter eingegangen werden. Dazu bedarf es sowohl im eigenen Bearbeitungsraum wie auch in anderen Talabschnitten des Alpenvorlandes weitergehender Untersuchungen. Dies vor allem unter dem Gesichtspunkt, daß Terrassen mit kaltzeitlichem Habitus und Fundinventar nicht nur im Hochglazial, sondern auch im Spätglazial (wie z.B. die NT2 und NT3 im Würm–Spätglazial) oder sogar im Frühglazial (wie evtl. die ÜT im Würm–Frühglazial) ausgebildet worden sein können. Das heißt, eine Kaltzeit kann mehrere eigenständige Terrassenkörper umfassen. Es sei nur darauf hingewiesen, daß auch aus anderen Talräumen des Alpenvorlandes – wie bei SCHÄFER (1966) donauaufwärts bis zum Lech dargestellt, von der Rainer Hochterrasse zwischen Lech und Donau (u.a. bei TILLMANNS et al. 1982), von der Isar im Münchener Raum bei Ismaning (u.a. bei: BRUNNACKER 1965; 1966; BRUNNACKER & BRUNNACKER 1962) nachgewiesen – Befunde vorliegen, die auf eine mehrphasige, z.T. mehr als eine Kaltzeit beinhaltende Untergliederung des Hochterrassenniveaus hinweisen.

Auch für die Übergangsterrasse mit ihrer talgrundnahen Lage findet sich in gleicher morphologischer Position und ebenfalls mit Würmlößbedeckung als ein wohl auch zeitliches Äquivalent die "Fellheimer Terrasse" im Weißenhorner Tal an der Iller. Von SCHÄFER (1953), sowie BRUNNACKER (1957) als früh– bis mittelwürmzeitliche und zuletzt von ELLWANGER (1988) als frühhochglaziale Terras–

senbildung eingestuft, von GERMAN (1960) als Jungriß-Schotterflur in die vorletzte Kaltzeit gestellt, fehlt für letztere Einstufung bisher auch hier – in Form einer fossilen interglazialen Bodenbildung – der gesicherte Nachweis einer vorletztkaltzeitlichen Ausbildung ihres Schotterkörpers.

Die überregionale Stellung der NT1 kann als gesichert angesehen werden. Als die klassische Hauptniederterrasse im jungendmoränennahen Bereich in mehrere Teilfelder aufgespalten und – wie allgemein als gesichert angesehen – mit der hochwürmzeitlichen Vorlandvergletscherung verknüpft, findet sie sich talabwärts – sofern nicht nachträglich ausgeräumt – in allen Tälern des Alpenvorlandes wieder. Durch ihre meist höhere morphologische Lage im Talgrund, ihre kräftige spätglaziale Kaltklimaüberprägung von den jüngeren und durch ihre fehlende Lößbedeckung von den älteren Terrassen abgesetzt, ist sie in zahlreichen Veröffentlichungen des Alpenvorlandes erfaßt. Demgegenüber liegen aus dem Alpenvorland bzgl. einer morphologisch-stratigraphischen Erfassung der spät- und postglazialen Talgeschichte detailliertere Untersuchungen vom Lech (BRUNNACKER 1959a; ders. 1964c; DIEZ 1968; SCHREIBER 1985) und von einzelnen Talabschnitten der österreichischen Donau aus dem Linzer Raum (KOHL 1968; ders. 1973) und dem Tullner Feld (PIFFL 1971; ders. 1974) vor. Auf die Parallelisierung der eigenen Ergebnisse mit denen von BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964d), WEINIG (1972) und HOFMANN (1973) im Isartal sowie BUCH (1988a) im Donautalabschnitt Regensburg-Straubing wurde bereits in Kap. 2 eingegangen.

Ein stratigraphisches Pendant zur NT1 bilden am Lech die mit den Jungendmoränen und den voralpinen Rückschmelzständen der Vorlandvergletscherung verknüpfbaren Schotterfelder, wobei je nach Bearbeiter drei (BRUNNACKER 1959a; 1964c), sechs (DIEZ 1968) oder sieben (SCHREIBER 1985) Schotterstufen ausgegliedert wurden. Neben diesen hochglazialen Teilfeldern wurden im Spätglazial und Holozän nach BRUNNACKER sieben, nach DIEZ zehn und nach SCHREIBER neun weitere treppenartig angeordnete Terrassen ausgebildet, die talabwärts unterhalb von Augsburg in ein Niveau eintauchen. Von allen spätglazialen und holozänen Terrassenstufen ist bisher allein BRUNNACKERs drittjüngste "obere Tal-Stufe" bzw. DIEZ und SCHREIBERs zweitjüngste "ältere Auenstufe" sicher datiert. Frührömische Kleinfunde nahe ihrer Terrassenbasis und in ihrer Auensedimentdecke eingesenkte spätrömische Befestigungsgräben am Hangfuß des Lorenzberges bei Epfach (BRUNNACKER 1959a; 1964c) belegen ihre bis in die ausgehende Römerzeit anhaltende Sedimentation. Daher kann eine Korrelation mit der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse als sicher angesehen werden. Obwohl am Lech sowohl die Gesamtanzahl der im Spät- und Postglazial ausgebildeten Terrassenstufen wie auch ihre absolute Altersstellung – mit einer Ausnahme – noch nicht zweifelsfrei geklärt sind, zeigt sich aber auch dort eine stratigraphisch vielgliedrige posthochwürmzeitliche Talgeschichte.

Weitere flußgeschichtliche Bearbeitungen über den morphologisch-geologischen Aufbau jungquartärer Talböden liegen von der österreichischen Donau u.a. aus der Talweitung des Linzer Raumes (KOHL 1968; 1973) sowie des Tullner Feldes (PIFFL 1971; 1974) vor. Die Abhängigkeit der morphologischen Lagerung der holozänen Terrassen von lokalen Faktoren zeigt sich in beiden Räumen, die generell eine treppenartige Niveauabfolge aufweisen: von den beiden höchstliegenden Niederterrassenniveaus (morph.) über ein höheres Hochflutniveau bis zu der am tiefsten liegenden, den heutigen Flußlauf begleitenden, jungholozänen Donauaue. Nach KOHL (1968; 1973) baut sich der Linzer Raum aus zwei Niederterrassenfeldern mit der oberen und der unteren Niederterrasse (strat. u. morph.), sowie den durch einen 3 – 8 m hohen Steilrand abgesetzten Hochflutfeldern auf. Dabei ist das "obere Hochflutfeld" durch einen 1 – 3 m hohen Stufenrand vom "tieferen Hochflutfeld und Auland" abgesetzt (Tab. 22). Eine abweichende morphologische Ausprägung zwischen würmzeitlicher und holozäner Terrassenerhebung zeigt sich dagegen im Tullner Feld (PIFFL 1971; 1974). Hier nehmen Niederterrasse (strat.) und präborealer Schotterkörper mit der Lokalbezeichnung "Feld" nach PIFFL ein annähernd gleich hohes Niveau ein, dem das um 4 – 5 m tiefer gelegene "Donaufeld" flußwärts vorgelagert ist. Mit einem 3 m hohen Stufenabfall folgt das die Donau begleitende "Auland". Sieht man nicht wie KOHL (1968: 17) eine liegende basale Blocklage als Rest einer hochwürmzeitlichen Sedimentation oder (KOHL 1972: 193) als "...zum Teil in situ Reste der frühglazialen Schüttung ...", sondern als residuale Basisblocklage an, so liegt in beiden österreichischen Donauweitungen die holozäne Terrassenbasis im gleichen Niveau oder tiefer als die der Niederterrassenfelder (vgl. PIFFL 1971: Abb. 9; KOHL 1968: Abb. 2). Ebenso wie im niederbayerischen Donautal sind auch hier würmzeitliche und der älteste jeweils nachgewiesene holozäne – präboreale bzw. subboreale – Terrassenkörper durch eine ausgeprägte Tiefenerosionsphase (ebenso KOHL 1968: 52) voneinander abgesetzt. Auch BECKER (1982: 60ff.) weist daraufhin, daß im Illerschwemmkegel und angrenzenden Donautal präboreale Kiefern (9480 ± 80, 9700 ± 120 BP) über

Tab. 22: Terrassenniveaus und ihre Altersbelege an der österreichischen Donau
im Linzer Raum (nach: KOHL 1968; 1973)
und im Tullner Feld (nach Piffl 1971; 1974)

Linzer Raum (nach KOHL 1968; 1973)

Niveau	Altersbelege
Oberes Niederterrassenfeld	epigenetische Kryturbationen, Mammutzähne
Unteres Niederterrassenfeld	schwarzes Anmoor (Eferdinger Becker ^{14}C- Alter: 7380 ± 250 BP)
Oberes Hochflutfeld	Baumstammlage über basaler Blocklage: 4200 ± 250 BP; 4080 BP in Hochwasserrinnen : 2600 ± 100 BP; 2390 ± 100 BP
Unteres Hochflutfeld und Auland	basale Schichten b. Linz: 4390 ± 80 BP Wallsee 3 - 5 m Tiefe: mehrere Hölzer 350 - 400 BP; 1440 ± 90 BP; 1490 ± 90 BP; 3640 ± 110 BP

Tullner Feld (nach PIFFL 1971; 1974)

Niveaus	Altersbelege
Niederterrasse	epigenetische Kryoturbationen
"Feld"	
nördl. "Feld"	Neustift: 9185 ± 95 BP; 9660 ± 100 BP; 9665 ± 100 BP Stratzdorf: 9480 ± 320 BP
"Donaufeld"	Trübensee: 3165 ± 115 BP; 3130 ± 65 BP; 4055 ± 75 BP; 4080 ± 70 BP (erg. nach: BECKER 1982)
"Auland"	Frauendorf: 395 ± 60 BP Zwentendorf: 1750 ± 20 BP; 1800 BP Altenwörth: 315 ± 55 BP (erg. nach: BECKER 1982); junge Hölzer rd. 250 Jahre alt; Schiffsmühlsteine

einer Basisblocklage dem präquartären Sohlgestein aufliegen.

Auch der zweite im eigenen Untersuchungsgebiet erfaßte innerholozäne Umbruch zeigt sich in beiden österreichischen Donauebenen ebenso wie an der Isar und der Donau unterhalb der Isarmündung durch die von der subborealen Terrasse – "Donaufeld" bzw. "oberes Hochflutfeld" (Tab. 22) – abgesetzte tiefere morphologische Lage des von KOHL als "unteres Hochflutfeld und Auland" bzw. von PIFFL als "Auland" bezeichneten, den heutigen Donaulauf begleitenden Niveaus. Nach der absoluten Alterseinstufung beider Bearbeiter (Tab. 22) baut es sich ebenfalls aus römer- bis neuzeitlichen Anschüttungen auf, wobei KOHL (1973: 194) auf eine Umlagerung älterer, subborealer Stämme hinweist. Nach KOHL (1973: 194) wird dieses Niveau zudem durch einen

sandreicheren Schotter gekennzeichnet. Dieses am tiefsten gelegene jungholozäne Niveau entspricht, wie die in Tab. 22 zusammengestellten Altersbelege aber auch seine von der subborealen Terrasse abgesetzte tiefe morphologische Lage im Talgrund zeigen, der aus der H4- bis H7-Terrasse aufgebauten jungholozänen Aue im eigenen Untersuchungsgebiet. Dort liegen in allen untersuchten Talabschnitten ihre Einzelterrassen ebenfalls als Reihenterrassen annähernd im gleichen Niveau. Ihre morphologisch-stratigraphische Abgrenzung ist daher nicht mit Hilfe einer niveaubezogenen Kartiermethode - wie von KOHL (1968; 1973) und PIFFL (1971; 1974) angewandt -, sondern erst mit der von SCHIRMER (1980; 1983a) am Main aufgestellten Kartiermethode von Reihenterrassen möglich.
Während das nächstältere Niveau beider Bearbeiter zumindest im Bereich seiner subborealen Altersbelegung der H3-Terrasse entspricht, findet PIFFLs ältestes Holozänniveau das "Feld" im nördlichen Tullner Feld sein zeitliches Äquivalent in der H1-Terrasse, deren Anlage an der Isar in einen größeren Zeitraum vor 9080 BP zu stellen ist (Kap. 2.3.2.2.). Offen ist die Parallelisierung der würmzeitlichen Ablagerung. So ist die stratigraphische Stellung des "unteren Niederterrassenfeldes" bei KOHL, dessen würmzeitliche Einstufung mit Hinweis auf Überlagerung durch ein schwarzes Anmoor (14C-Altersdatierung eines schwarzen Anmoores donauaufwärts bei Eferding von 7380 ± 250 BP) belegt wird, nicht sicher. Vielmehr deutet KOHLs (1973: 189) Feststellung, daß im Gegensatz zum oberen Niederterrassenfeld das untere ein den postglazialen Stufen der heutigen Donau entsprechendes Gefälle besitzt, eher auf ein holozänes Alter dieses Niveaus hin. Wie sich im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung zeigt, besitzen alle drei Niederterrassen annähernd gleichlaufende Oberflächengefälle, wohingegen erst die holozänen Terrassenflächen einen anderen Gefällsverlauf aufzeigen. Das "obere Niederterrassenfeld" im Linzer Raum wie die Niederterrasse (strat.) im Tullner Raum können aufgrund ihrer kräftigen epigenetischen Kaltklimaüberprägung sowohl der NT1 wie auch der NT2 im eigenen Untersuchungsgebiet entsprechen.

Wie die obigen Ausführungen zeigen, lassen sich alle morphologisch-geologisch eindeutig abgegrenzten und altersmäßig sicher eingestuften Terrassenbildungen sowohl des Lechs wie auch des österreichischen Donautalabschnittes im Linzer- und Tullner Raum mit entsprechenden Einzelterrassen aus dem Bearbeitungsgebiet korrelieren. Bezüglich des jungholozänen Auenniveaus an der österreichischen Donau bedarf es wohl allein einer weiteren morphologisch-geologischen Untergliederung. Trotzdem korrespondieren zumindest zwei eindeutig abgrenzbare Terrassenkomplexe, wobei ihre auch dort von den älteren holozänen Terrassen abgesetzte, besondere morphologische Lage im Talgrund Veranlassung gibt, einen Kausalzusammenhang mit dem zweiten, weitgehend anthropogen bedingten innerholozänen Umbruch (Kap. 3.4., Kap. 4.4.) anzunehmen. Als weitere Gemeinsamkeit zeigt sich zumindest für die Donaustrecke von der Illermündung bis zum Tullner Feld eine kräftige Tiefenerosionsphase am Übergang Spätglazial/Holozän, so daß die ältestholozäne präboreale Donauerosionsbasis im gleichen Niveau oder tiefer als die Quartärbasis im Bereich der erhaltenen Niederterrassenflächen liegt.

Entgegen der Annahme von FINK et. al. (1979: 110; ebenso: FINK 1977) sowie zuletzt BUCH (1989), daß die Donau eine Eigendynamik in Form kontinuierlicher, klimaunabhängiger Akkumulations- und Erosionsleistungen besitzt, deren morphologisch-geologische Ausprägung von der Konfiguration der Flußstrecke und der Einmündung alpiner Nebenflüsse abhängt, weisen sowohl die Ausbildung gleichalter, morphologisch-geologisch eindeutig abgrenzbarer Terrassenkörper an der unteren Isar, an der Donau unter- und oberhalb einer Engtalstrecke, wie auch ihre stratigraphische Verknüpfbarkeit mit altersmäßig abgesicherten Einzelterrassen oder Terrassenkomplexen am Lech und an der österreichischen Donau auf einen überregionalen Steuerungsmechanismus und damit auf eine klimaabhängige Steuerung der Erosions- und Akkumulationsleistungen der Donau hin. Erst seit dem Jungholozän zeigen sich stärkere, modifizierend auswirkende anthropogene Einflüsse. Zuzustimmen ist FINK et al. (1979), daß die morphologische Ausprägung der holozänen Terrassen bzw. ihre Erhebung über dem rezenten Flußspiegel weitgehend von lokalen Faktoren bedingt wird.

Bei der Postulierung einer vorwiegend klimatisch gesteuerten und daher synchron ablaufenden Flußgeschichte sollten die im Untersuchungsgebiet auftretenden Terrassenbildungen nicht allein im Alpenvorland, sondern auch im Mittelgebirgsraum zeitlich entsprechende Äquivalente besitzen. Für einen Vergleich bietet sich als typischer außeralpiner Mittelgebirgsfluß der Main an, der bezüglich seines jungquartären Talgrundaufbaues (SCHIRMER 1980; 1983a; 1988b) das derzeit morphologisch-geologisch und altersmäßig am besten abgesicherte Flußgebiet Mitteleuropas darstellt. Bezüglich der Korrelierung des Mains mit weiteren mitteleuropäischen Flüssen sei auf SCHIRMER (1983a: 358ff.;) verwiesen. Wie die in Tab. 21 zusammengestellte, vergleichende strati-

graphische Übersicht zeigt, kann jede der am Main ausgebildeten Terrassenstufen mit einer altersgleichen Terrassenausbildung im Bearbeitungsgebiet verknüpft werden, wobei am Main – aufgrund einer umfangreichen Rannenstatistik – für jede der Terrassen die Phase ihrer Hauptumlagerungstätigkeit erfaßt ist. An der Donau und unteren Isar kann dagegen die Terrassenausbildung bei den bisher wenigen vorliegenden absoluten Altersdatierungen aus ihren Schotterkörpern lediglich mit ihrem Entstehungsanfang und Ende annähernd (gestrichelte Grenzlinie) bzw. sehr genau (durchgezogene Linie) altersmäßig abgegrenzt werden. Ihre Alterseinstufung umfaßt eine Umlagerungsperiode (Kap. 2.4.), innerhalb der – wie am Main erfaßt – bei den jungholozänen Terrassen anscheinend ein deutlich geringerer Zeitraum ausreichte (Aktivierungsphase), um große Terrassenbereiche auszubilden. Zwei Ruhephasen im Talgrund deuten sich z.B. an der unteren Isar ebenso wie am Main für das ältere Subboreal und ältere Atlantikum an.

Stratigraphisch entspricht die "Reundorfer Terrasse" der NT1, die voralleröd-, wahrscheinlich präbölling-zeitliche (SCHIRMER 1983a: 20) "Schönbrunner Terrasse" der NT2 und die jungtundrenzeitliche "Ebinger Terrasse" der NT3. Entgegen der Annahme von HEINE (1982: 8, 10) ist ebenso wie am Rhein auch im Mittelgebirgsraum und im Alpenvorland eine jungtundrenzeitliche Niederterrasse vertreten. Ein Äquivalent der H1-Terrasse bildet evtl. ein Lokalschotter in Ebensfeld am Main, der nach SCHIRMER (freundl. mündl. Mitt.) ins älteste Präboreal datiert ist. Die Schotterumlagerungsphasen der "Ebensfelder-", "Oberbrunner-" und "Zettlitzer-Phase" fallen genau in die Umlagerungsperiode der H2- bis H4-Terrasse (Tab. 21), so daß auch bei ihnen eine Korrelierung als sicher anzusehen ist. Das Rannenalter der "Unterbrunner Terrasse" von 550 – 850 n. Chr. (SCHIRMER 1983a: 23) deckt sich weitgehend mit den aus der H5-Terrasse vorliegenden Holzdaten, die einen Zeitraum von ca. 500 – 1000 n. Chr. umfassen. Die "Staffelbacher Terrasse", deren Alter nach Keramikfunden vom Staffelbacher Mäander vom 14. bis zum 17. Jh. reicht (SCHIRMER 1981b: 203), korrespondiert mit der Hauptausbildungszeit der H6-Terrasse, die im Zeitraum von Mitte des 14. bis Mitte des 16. Jh. stattfand. Die "Vierether Terrasse", datiert nach typischen Leitfunden des 19. Jh. wie Porzellanpfeifen und die Muschel "*Dreissena polymorpha* " (Pal.) (SCHIRMER 1983b: 24), entspricht der Hauptumlagerungsphase der H7-Terrasse, deren erhaltenen Terrassenbereiche – wie an der Isar detailliert belegt (Kap. 2.3.3.4.) – überwiegend im Zeitraum von 1800 bis zur Flußregulierung ausgebildet wurden.

Gemeinsamkeiten aber auch Unterschiede zeigen sich in den Veränderungen des Abflußverhaltens beider Flußgebiete. Während an Main und Regnitz der Umbruch vom vertikal akkumulierenden zum mäandrierenden, lateral anlagernden Flußlauf sich weitgehend bereits am Ende des Hochglazials nach Ausbildung der "Reundorfer Terrasse" vollzieht, findet er an der unteren Isar und der Donau erst am Übergang Spätglazial/Holozän nach Ausbildung der NT3 statt. Wie u.a. SCHIRMER (1983: 39), ebenso STARKEL (1985: 159) feststellen, ist dieser Umbruch weitgehend von lokalen Verhältnisse wie Abfluß, Materialzufuhr und Vegetation abhängig und findet daher je nach Flußgebiet während verschiedener Zeiten zwischen Ende Hochglazial bis frühes Holozän statt. Eine flußdynamische Gemeinsamkeit zeigt sich dagegen in dem annähernd gleichzeitigen Einsetzen des zweiten innerholozänen, weitgehend anthropogen bedingten Umbruches, der am Main ebenfalls am Übergang Römerzeit/Frühmittelalter stattfindet. Er zeigt sich dort – neben steigenden Auelehmmächtigkeiten – in einer morphologisch tieferen Lage – als mittlere und tiefere Auenterrassen – und einer höherliegenden Erosionsbasis der "Unterbrunner-" und "Vierether Terrasse" (SCHIRMER 1983a: Abb. 2; 40) und ist nach SCHIRMER (1981b: 205; 1983a: 40) als eine durch Auenrodung verursachte Änderung des Abflußregimes anzusehen.

Zusammenfassend zeigt sich somit seit der hochglazialen Aufschotterung der Hauptniederterrassen sowohl im Mittelgebirgsraum als auch im Alpenvorland ein überregional, zeitlich synchron verlaufendes und daher weitgehend klimatisch gesteuertes Abflußverhalten im Jungquartär. Sich ändernde Klima- und Vegetationsbedingungen, eingeleitet durch den Umbruch vom hochglazialen, ariden Dauerfrostbodenklima (Lößrhythmus V) zur ersten spätglazialen Temperatur- und wohl auch Niederschlagserhöhung, fortgeführt mit der ausgeprägten böllingzeitlichen Wiedererwärmung und einsetzenden Wiederbewaldung (Kap. 3.3.1.3.) bis zum jungtundrenzeitlichen Kälterückschlag können als wesentliche Ursachen für die Ausbildung der beiden spätglazialen Terrassen angesehen werden. Dabei war zumindest an den allochthonen Alpenvorlandflüssen und ihrer Anbindung an die Schmelzwasserströme des Alpenraumes jeder der beiden Umbrüche mit einer kräftigen Ausräumung verbunden – so im Donau- und unteren Isartal. Erneute Klimaverbesserung und flächenhafte Waldausbreitung am Übergang zum Holozän mit seinen nachfolgenden vergleichsweise geringen Klimaschwankungen, ab dem Jungholozän in ihren Auswirkungen wesentlich intensiviert durch flächenhafte Rodungen im Hinterland und in der Aue selbst, führten im Zuge gesteigerter und abge-

schwächter Hochfluttätigkeit zur Ausbildung sieben holozäner Terrassenkörper. Seit dem Jungholozän zeigt sich – wohl weitgehend anthropogen bedingt – eine stark gesteigerte Umlagerungstätigkeit. Sie führte zur Ausbildung von allein drei eigenständigen, große Auenbereiche einnehmenden und in zunehmend kleinerem Zeitraum ausgebildeten Terrassenkörpern.

Bei der Postulierung einer in erster Linie klimatisch gesteuerten Flußdynamik von Isar und Donau auch im Holozän ist jedoch zu beachten, daß auf der Grundlage der bisher für die einzelnen holozänen Terrassenstufen vorliegenden Absolutalter es lediglich möglich ist, den Gesamtzeitraum ihrer Ausbildung, d.h. ihre Umlagerungsperiode, einzugrenzen. Innerhalb einer Periode können eine oder mehrere Phasen verstärkter und abgeschwächter Umlagerungen (Aktivitätsphasen) auftreten. Für das postatlantische Holozän wurden derartige Aktivitätszeiten basierend auf der dendrochronologischen Datierung eines reichen Inventares subfossiler Hölzer von BECKER (1982) und mit stratigraphischem Bezug von SCHIRMER (1983; 1988a) nachgewiesen. Auf dieser Grundlage weist SCHIRMER (1988a) bei den vier subatlantischen Main-Terrassen auf eine Parallelität zwischen Gletschervorstößen in den Alpen und fluviatilen Aktivitätszeiten. GERLACH (1988; 1990) gelingt es zudem, auf der Grundlage einer detaillierten Auswertung historischer Quellen innerhalb der Umlagerungsperiode der spätmittelalterlichen "Staffelbacher Terrasse" am Main fünf fluviatile Aktivitätsphasen nachzuweisen. Sie zeigen eine weitgehende Kongruenz mit kühleren und feuchteren Klimaperioden, in denen eine verstärkte Hochwassertätigkeit zu vermehrten Umlagerungen des Mains führten. Kulturlandschaftsveränderungen zeigen dagegen keinen Bezug zu den Flußaktivitätsphasen (GERLACH 1990: Kap. 10.5.). Vielmehr zielt der anthropogene Einfluß auf eine Instabilisierung des fluviatilen Systems in Form einer Labilisierung der Uferverhältnisse, einer Veränderung des Volumens und wohl auch der Ausprägung der Sedimentfracht (gesteigerte Schweb- und Lösungsfracht durch erhöhten Bodenabtrag im Einzugsgebiet), wie auch in veränderten Bedingungen des Hochwasserabflusses. Am Main führten diese Veränderungen der systeminternen Faktoren zu einer Flußbettsohlenerhöhung, einer gesteigerten Lateralerosion mit dem Hang zum sich verzweigenden Flußlauf (GERLACH 1990; SCHIRMER 1988a). Im eigenen Untersuchungsgebiet setzen diese kräftigen flußdynamischen Veränderungen mit dem innerholozänen Umbruch zu Beginn des Subatlantikums ein. Obwohl auch bei den älteren holozänen Umlagerungsperioden ein Kausalzusammenhang zwischen Klimaschwankungen und Flußaktivität anzunehmen ist, kann er bisher nicht belegt werden. Hierzu fehlt sowohl eine zeitlich genauere Erfassung der einzelnen fluviatilen Aktivitätsphasen als auch eine entsprechend detaillierte Klimageschichte Mitteleuropas.

Zusammenfassung

Im Bereich des unteren Isartales unterhalb von Landshut und im angrenzenden Donautal zwischen Regensburg und Pleinting lassen sich mit Hilfe morphologischer, geologisch-sedimentologischer und pedologischer Abgrenzungskriterien drei würmzeitliche Niederterrassen (strat.) – NT1 bis NT3 – und sieben holozäne Auenterrassen – H1– bis H7–Terrasse (H = Holozän) – ausgliedern.

Ihren zeitlichen und in weiten Talabschnitten auch morphologisch-geologischen Rahmen bilden lößbedeckte tiefere Talhangterrassen. Während sie in der Literatur meist als einheitliche nicht weiter untergliederte mittelpleistozäne Hochterrasse aufgefaßt werden, bauen sie sich nach eigenen Untersuchungen aufgrund unterschiedlich hoher fluviatiler Erosions- und Akkumulationsniveaus aus mindestens fünf eigenständigen fluviatilen Sedimentkörpern (ÜT; HT1 bis HT3; Hartinger Schichten) auf (Kap. 3.2.1.). Bezüglich ihrer Altersstellung läßt sich deckschichten-stratigraphisch für die Hochterrassen 1 bis 3 sowie die Hartinger Schichten ein Mindestalter von vorletztkaltzeitlich belegen. Für die Übergangsterrasse kann hingegen eine evtl. frühwürmzeitliche Ausbildung – älter als der auflagernde Frühwürm–Lößrhythmus Ib – nicht ausgeschlossen werden (Kap. 2.2.; Kap. 3.2.1.). Von der ihrer Aufschotterung nachfolgenden, evtl. mehrfachen kaltzeitlichen Periglazial–Morphodynamik je nach Lage zum Talgrund unterschiedlich kräftig überprägt, werden ihre fluviatilen Aufschüttungsniveaus weitflächig von Lößdeckschichten mit schwankender Mächtigkeit verhüllt. Innerhalb der nach den vorliegenden Aufschlußbeobachtungen nicht älter als würmkaltzeitlich einzustufenden Lößbedeckung ist zumindest auf den Hochterrassen der Zeitraum vom Eem über die Würmkaltzeit bis ins jüngste Holozän mit seiner kräftigen anthropogenen Beeinflussung des Naturhaushaltes dokumentiert. Dabei zeigt sich für den im Talgrund nicht weiter differenzierbaren Zeitraum vom Würmfrüh- bis zum Würmspätglazial ein mehrfacher Wechsel unterschiedlicher ökologischer Bedingungen. Sie lassen sich in mindestens fünf Rhythmen (Lößrhythmus I

bis V) zusammenfassen. Dabei wird jeder Rhythmus eingeleitet durch eine unterschiedlich kräftige Spül- und Solifluktionsphase. Ihr folgt eine Zeit vorherrschender Lößsedimentation, die im Anschluß von einer kräftigen, jeden Rhythmus charakterisierenden interstadialen Bodenbildung – überprägt wurde (Kap. 3.2.2.).

Von den lößbedeckten tieferen Talhangterrassen hebt sich der jungquartäre Talgrund beider Flüsse durch

- seine morphologisch tiefere Tallage
- seine fehlende äolische Lößbedeckung
- und im Bereich der NT3 und holozänen Terrassen zumindest an der Donau durch gleich tiefe oder tieferliegende Terrassenbasen deutlich ab.

Morphologisch-geologisch-sedimentologisch betrachtet lassen sich die jungquartären Talgrundterrassen in zwei große Terrassenkomplexe zusammenfassen:

a) dem aus drei Einzelterrassen zusammengesetzten, weitestgehend vertikal aufgehöhten, sich ehemals weitflächig erstreckenden, syngenetische Kaltklimaindikatoren führenden Niederterrassenkomplex mit der hochglazialen NT1 und den beiden spätglazialen NT2- und NT3-Stufen.
b) dem aus sieben Einzelterrassen – H1- bis H7-Terrasse – aufgebauten, mäandergeformten und lateral gewachsenen, holozänen Auenterrassenkomplex.

Den begradigten Isar- und Donaulauf begleitend unterscheidet sich letzterer von den würmzeitlichen Terrassenfluren weiterhin – durch die wesentlich kleineren Dimensionen seiner Terrassenflächen – durch den morphologischen Innenbau seiner Einzelterrassen mit ihren von den tiefergelegenen Nahtrinnen zu den zentralen Bereichen aufsteigenden Terrassenoberflächen. Zwischen beiden großen Terrassenkomplexen, den V-Schotterfaziestypen der Niederterrassen einerseits und den L-Schottern der holozänen Terrassen andererseits, d.h. am Übergang vom Spät- zum Postglazial fand innerhalb des Untersuchungsgebietes an beiden Flüssen der große flußdynamische Umbruch vom braided river des Hoch- und Spätglazials zum mäandrierenden, holozänen Flußlauf statt.

Die relative stratigraphische Abgrenzung der einzelnen Terrassenstufen ist sowohl durch morphologische Diskordanzen, durch pedologische Unterschiede sowie an der Donau im Raum Regensburg – Straubing teilweise auch durch den Nachweis unterschiedlich tiefer Terrassenbasen abgesichert. 14C- und dendrochronologische Datierungen fossiler Hölzer, unter Einbeziehung vor- und frühgeschichtlicher Fundstellen sowie historischer Quellen, erlauben folgende zeitliche Einstufung der Einzelterrassen:

NT1: Würm-Hochglazial
NT2: Würm-Spätglazial, präbölling
NT3: Bölling – Ende J. Tz.
H1: Präboreal – Boreal
H2: Atlantikum
H3: Subboreal
H4: Eisen-/Römerzeit
H5: Früh-/Hochmittelalter
H6: Mitte 14. Jh. – Mitte 18. Jh.
H7: Mitte 18. Jh. – Flußlauffestlegung

Wie an der morphologischen Verknüpfbarkeit einzelner Terrassenstufen von Isar und Donau im Isarmündungsbereich direkt abzulesen ist, aber wie auch indirekt durch die gleich große Anzahl von nach den bisher vorliegenden Altershinweisen gleichalter Isar- und Donauterrassen angezeigt wird, besitzt die Donau und ihr alpiner Nebenfluß Isar eine synchron verlaufende Ausbildung pleistozäner und holozäner Flußterrassen. Eine Eigendynamik der Donau in Form kontinuierlicher, klimaunabhängiger Akkumulations- und Erosionsleistungen wie von FINK et al (1979: 110; ebenso: FINK 1977) und BUCH (1988a) postuliert, ist daher auszuschließen (s. Kap. 1.2; Kap. 5). Da zur Genese der Einzelterrassen aus keinem der untersuchten Talabschnitte von Isar und Donau Altersbelege vorliegen, die einer zeitlichen und damit auch ursächlichen Verknüpfung ihrer einzelnen Einheiten widersprechen würden, ist somit als wesentliche Ursache ihrer Ausbildung von einem überregional wirksamen Steuerungsmechanismus in Form klimatischer Faktoren auszugehen.

Neben der hochglazialen Aufschotterung (NT1) können kräftige klimatische Umbrüche, wie sie am Übergang vom Hoch- zum Spätglazial, sowie bei der ausgeprägten böllingzeitlichen Wiedererwärmung mit nachfolgendem jungtundrenzeitlichen Kälterückschlag stattfanden, als wesentliches auslösendes Moment zur Ausbildung dreier, ehemals weitflächig ausgebreiteter Niederterrassen angesehen werden. Mit Beginn der postglazialen Warmzeit, seiner flächenhaften Waldausbreitung kommt es in der Folgezeit im Zuge einer in ihrer Intensität wechselhaften lateralen Umlagerungstätigkeit an beiden Flüssen zur Ausbildung von sieben, wesentlich kleindimensionierteren L-Terrassen. An der Donau läßt sich nachweisen, daß dort die Einengung ihres Flußlaufes auf den schmalen postglazialen Talraum eine kräftige Tieferlegung ihrer Flußsohle auslöst; eine Tendenz, die zumindest oberhalb der Isarmündung bis zum Subatlantikum andauert und erst seit dem Jungholozän als Ausdruck einer zunehmenden anthropogenen Beeinflussung ihrer Flußdynamik von einer kräftigen Basiserhöhung bei gesteigerter lateraler Aus-

uferungstätigkeit abgelöst wird. Dieser wohl weitgehend anthropogen bedingte zweite, innerholozäne Umbruch im frühen Jungholozän zeigt sich an beiden Flüssen insbesondere anhand einer in der Folgezeit stark gesteigerten Umlagerungstätigkeit. Sie bewirkte die Ausbildung von allein drei eigenständigen, große Auenbereiche einnehmenden und in zunehmend kleinerem Zeitraum gebildeten Terrassenkörpern. Die Postulierung einer weitgehend klimatisch bedingten Terrassenbildung findet eine weitere Bestätigung im regionalen und überregionalen Vergleich (Kap. 5) der eigenen mit bestehenden Untersuchungen aus weiteren Flußtälern bzw. Talabschnitten des Alpenvorlandes (Lech; österreichische Donautalweitungen) und des Mittelgebirgsraumes (Main und Regnitz). Sofern sicher datierte und abgegrenzte fluviatile Sedimentkörper nachgewiesen sind, zeigt sich auch dort ein annähernd synchroner Ablauf der jungquartären Flußdynamik.

Summary

Research has focused on the younger Quaternary development of the Lower Isar and the bordering Danube valley between Regensburg and Pleinting. Both valleys are situated in the Bavarian Alpine foreland. Along the Isar and Danube valley a number of younger Quaternary terraces (since Riss glaciation) have been developed, which built up the valley bottom – therefore called "Talgrundterrassen" (valley bottom terraces). Stratigraphically, they are composed of three terraces of Würmian age – called numerically from old to young "NT1" to "NT3" ("NT" = "Niederterrasse", lower terraces) – and seven Holocene terraces – called numerically from old to young "H1" to "H7" terraces ("H" = Holocene). They can be distinguished by their level of elevation or by morphological unconformities (SCHIRMER 1983), by different soil types, differences in their base levels and inset structures of their terrace bodies.

Although the main field of investigations was the morphological and geological differentiation and the history of the Younger Quaternary basin fill, some important studies of the next older stratigraphic units could be made – primarily in the Danube valley. Remnants of this older fluvial history are a sequence of loess covered terraces in a higher basin level. I called them "Tiefere Talhangterrassen" (lower valley slope terraces). They can be subdivided into two main levels.

The higher ones are "Hochterrassen" (in other European valleys they are named "middle terraces"), which are composed of four stratigraphic units "HT3, HT2, HT1 and Hartinger Schichten" (HT = Hochterrassen). Each of them is defined by a distinct level of the fluvial base and the fluvial aggradation surface. In geological and often also in morphological sense, there is a terrace flight from the higher and older "HT3" over "HT2" to the lowest "HT1". Only the "Hartinger Schichten" are preserved at the basement of "HT3" and perhaps under the next older and higher terrace level "Untere Deckenschotter". In contrast to the "Hochterrassen", which were built under cold climatic conditions, the peaty marginal facies of the "Hartinger Schichten" contains interglacial pollen; so it seems that the "Hartinger Schichten" are a relict of the Old Pleistocene Danubian fluvial history. The "Hochterrassen" are equal to or older than the Riss glaciation. This can be shown by fossil interglacial soils preserved under a sheet of one or more metres of loess.

Below the higher elevation of the "Hochterrassen", a secondary loess covered level the "Übergangsterrasse" (transitional terrace) forms a transition to the valley bottom. Early Würmian interstadial loess soils and the braided facies pattern of the terrace body show that the aggradation of the "Übergangsterrasse" is of Early Würmian or perhaps of Riss age. The stratigraphic interpretation of the interstadial Würmian loess soils is based on a detailed loess stratigraphy in the region of Regensburg–Harting.

Generally these investigations about the Old and Middle Pleistocene history of the Danube reflect a successive lowering of their fluvial base level, however, there have also been periods of stagnation, partly with a higher level of the channel floor.

In contrast to the "Tiefere Talhangterrassen" the "Talgrundterrassen" are free of loess. Their surfaces show a lower elevation than the older terraces, but – at least in the Danube valley – only the terrace base of the Lateglacial "NT3" and of the Holocene terraces are situated at a lower level. Therefore, remnants of the older Pleistocene valley history ("HT2, HT1, ÜT") underly the "NT1" and "NT2" terrace bodies.

Morphologically, geologically and sedimentologically "Talgrundterrassen" can be divided into two different groups:

1. The group of "Niederterrassen" (lower terraces), which are composed of three single terraces of Würmian age: NT1 (Pleniglacial), NT2 (post–Pleniglacial, pre–Bölling), NT3 (Bölling, pre–Holocene). Each of them originated from vertical sediment aggradation of a braided river (V–terrace, SCHIRMER 1983). Within their fluvial sediments, there are often

syngenetic indicators of cold climatic conditions. Large parts of the valley bottoms are almost built up from the "Niederterrassen", showing a terrace flight from the highest "NT1" to the lowest "NT3".

2. The group of Holocene "Auenterrassen" (floodplain terraces), which are composed of seven single terraces: H1 (Preboreal – Boreal), H2 (Atlantic Period), H3 (Subboreal), H4 (Iron Age – Roman Age), H5 (Early and High Middle Ages), H6 (middle of the 14th to the middle of the 18th century AD) and H7 (middle of the 18th century to the river regulation). Each of them originated from lateral sediment accretion of a meandering river or, as in the Isar valley, from the meandering of one main channel (L-terrace, SCHIRMER 1983). These terraces build a mosaic of small dimensional terrace surfaces, which follow the recent river course more closely the younger they are. The absolute dates are based on ^{14}C- and dendrochronological dating of fossile trees, on prehistoric settlements, on artefacts within their sediments, and for the younger Holocene terraces on historical sources. Their elevation above the river stage is dependent on specific local valley situations. In so far there are clear differences between the Isar valley, the Danube basin below the exit of a narrow valley stretch, the Danube basin in the area of its junction with the Isar, and the Danube basin just above a narrow valley stretch.

In the history of both valleys the first fundamental change is the development from a braided to a meandering river system. In contrast to other mid-European river systems, this change corresponds to the transition from the Lateglacial "NT3" to the pre-Boreal/Boreal "H1"-terrace. However, SCHIRMER (1983), STARKEL (1985) and others pointed out that this change depends on local factors such as the magnitude of changes in discharge, sediment load and vegetation. A second fundamental change can be recognized in the younger Holocene. There is an intensification of the reworking phases, which is connected in parts of the valleys with changes of the morphological and often of the geological features of the younger Holocene terraces. This change coincidents with increasing human activities since the Roman Period. Therefore, it is argued that a modification and intensification of river activities took place as a result of these human influences. However, climate seems to control fluvial activities. It can be shown that the reported terrace stratigraphy is not of local nature. There are great similarities of terrace sequences or parts of them between wider areas of Alpine foreland and other mid-European valleys of the former Periglacial area. As an example for the fore-mentioned the river Main (SCHIRMER 1983a; 1988a) has been taken into account. Climatic changes and fluctuations seem to control the fluvial activity by periods of predominated erosion, aggradation or increased lateral reworking phases. Local and regional factors can be identified which, in interdependency with the magnitude and frequency of climatic changes, seem to influence more or less the fluvial response. Both factors, and in younger Holocene also human activities, influence the individual feature of local terraces. That is why each valley has its own characteristic morphology, pedology and sedimentology.

LITERATURVERZEICHNIS

AMANN, J. (1908): Die bayerische Landesvermessung in ihrer geschichtlichen Entwicklung. – München

AMMON, L. v. (1875): Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau.– München

APIAN, PH. (1568): 24 baierische Landtafeln. – Faksimile Ausgabe, hrsg. FAUSER, A. & STETTER, G. (1968); München.

BATSCHE, H. (1957): Geologische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse Ostniederbayerns. – Beih. geol. Jb., **26**: 261 – 307; Hannover.

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

BAUBERGER, W. & TROLL, G. (1969): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald, Teil II: Aufschlüsse im Westteil: Regensburger Wald. – Geologica Bavarica, **59**; 88. S., 32 Abb., 4 Tab., 1 Geol. Karte 1 : 100000. – München.

BAUER, Fr. (1965): Der Geschiebehaushalt der bayerischen Donau im Wandel wasserbaulicher Maßnahmen. – Wasserwirtschaft **55**, 4,5; Stuttgart.

BAUMGARTNER, J. (1927): Die Straubinger Flurnamen. – Jber. d. Hist. Ver. f. Straubing, **29**: 61 – 78; Straubing.

BECHER, H.-D. (1978): Landshut. Die Stadt Landshut und das Landgericht Rottenburg. – Hist. Atlas v. Bayern, Teil Altbayern, **43**; München.

BECKER, B. (1972): Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahrringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschottern. – Ber. Deutsche Bot. Ges., **85**: 29 – 45; Stuttgart.

BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen.– Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. – Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung d. Österreichischen Akad. d. Wiss., 5; Wien.

BECKER, B. & KROMER, B. (1986): Exkursion of the holocene dendrochronology by the preboreal pine series, 8800 to 10100 BP. – Radiocarbon, **28**: 961 – 967; New Haven.

BEHRE, K.-F. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 11 – 36; Stuttgart.

BEUG, H.-J. (1976): Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern).– Bot. Jb. f. Syst., Pflanzengesch. u. Pflanzengeo., **95**, 3: 373 – 400; Stuttgart.

BÖHM, K. & SCHMOTZ, K. (1979): Die vorgeschichtliche Besiedlung des Donautales nordwestlich von Straubing und ihre geologischen Voraussetzungen.– Jber. d. hist. Ver. f. Straubing, **81**: 39 – 88; Straubing.

BORK, H.-R. (1989): Soil erosion during the past millennium in Central Europe and its significance within the geomorphodynamics of the Holocene. – Catena Suppl., **15**: 121 – 131; Cremlingen.

BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., KRUMSIEK, KI., AMBACH, U., TILLMANNS, W. & URBAN-KÜTTEL, B. (1985): Das Frühwürm im Lößprofil von Wallertheim/Rheinhessen. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 187 – 215; Wiesbaden.

BRUNHUBER, A. (1917): Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung. – Ber. naturwiss. Ver. zu Regensburg, **15**: 1 – 105; Regensburg.

BRUNNACKER, K. (1954): Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet. – Geologica Bavarica, **18**: 113 – 130; München.

BRUNNACKER, K. (1955): Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**: 83 – 86; Stuttgart.

BRUNNACKER, K. (1956): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. – München.

BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän. – Geologica Bavarica, **34**: 95 S.; München.

BRUNNACKER, K. (1958): Über junge Bodenverlagerungen. – Geol. Bl. NO-Bayern, 8: 13 – 24; Erlangen.

BRUNNACKER, K. (1959a): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – Geologica Bavarica, **43**: 74 – 150; München.

BRUNNACKER, K. (1959b): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7636 Freising Süd. – München.

BRUNNACKER, K. (1959c): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. – Geol. Jb., **76**: 129 – 150; Hannover.

BRUNNACKER, K. (1960): Bodenkarte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7636 Freising Süd. – München.

BRUNNACKER, K. (1964a): Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. – Geologica Bavarica, **53**: 148 – 160; München.

BRUNNACKER, K. (1964b): Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 224 – 228; Öhringen/ Württ.

BRUNNACKER, K. (1964c): Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse in Epfach. – Münchner Beitr. zur Ur- und Frühgeschichte, **7**: 140 – 156; München.

BRUNNACKER, K. (1964d): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7736 Ismaning. – München.

BRUNNACKER, K. (1965): Die Entstehung der Münchener Schotterfläche zwischen München und Moosburg. – Geologica Bavarica, **55**: 341 – 359; München.

BRUNNACKER, K. (1966): Die Deckschichten und Paläoböden über dem Fagotien-Schotter südwestlich von Moosburg. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1966**: 214 – 227; Stuttgart.

BRUNNACKER, K. (1970): Zwei Lößprofile extremer Klimabereiche Bayerns. – Geologica Bavarica, **63**: 195 – 206; München.

BRUNNACKER, K. (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. – Geol. Jb., **F 14**: 15 – 25; Hannover.

BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOCI, A. & TILLMANNS, A. (1976): Die Matuyama/Brunhes Grenze am Rhein und an der Donau. – N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Abh. **151**: 358 – 378; Stuttgart.

BRUNNACKER, K. & HAHN, J. (1978): Der jungholozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung. – In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung: 37 – 51; Wien.

BRUNNACKER, K. & KOSSACK, G. (1957): Ein Beitrag zur vorrömischen Besiedlungsgeschichte des niederbayerischen Gäubodens. – Archaeologica geographica, **6**: 43 – 54; Hamburg.

BRUNNACKER, K., LÖSCHER, M., TILLMANNS, W. & URBAN, B. (1982): Correlation of the Quaternary Terrace Sequence in the Lower Rhine Valley and Northern Alpine Foothills of Central Europe. – Quaternary Research, **18**: 152 – 173; Washington.

BRUNNACKER, K. & STRAUCH, Fr. (1985): Beiträge zur Flußgeschichte im Holozän Mitteleuropas. – Geol. Bl. NO-Bayern, **34/35**: 503 – 515; Erlangen.

BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K. (1962): Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 129 – 137; Öhringen.

BUCH, M.W. (1988a): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – Regensburger Geogr. Schr., **21**; Regensburg.

BUCH, M.W. (1988b): Führer zur Exkursion im Donautal östlich von Regensburg. – Kolloquium zum DFG-Schwerpunktprogramm "Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär" vom 16.1.. – 18.11.1988 in Wolferszell bei Straubing. – Regensburg (Geogr. Inst. d. Univ. Regensburg).

BUCH, M.W. (1988c): Zur Frage einer kausalen Verknüpfung fluvialer Prozesse und Klimaschwankungen im Spätpleistozän und Holozän – Versuch einer geomorphodynamischen Deutung von Befunden von Donau und Main. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **70**: 131 – 162; Berlin, Stuttgart.

BUCH, M.W. (1989): Late Pleistocene and Holocene development of the Danube valley east of Regensburg. – Catena Suppl.-Bd., **15**: 279 – 287; Cremlingen.

BUCH, M.W. & HEINE, Kl. (1988): Klima- oder Prozeßgeomorphologie. Gibt das jungquartäre Geschehen der Donau eine Antwort? – Geogr. Rdsch., **40**: 16 – 27; Berlin, Heidelberg.

CASTEL, I.J.Y. (1984): Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Vegetationsgeschichte im Bereich der äußeren Jungendmoränen bei Bad Waldsee (Baden-Württemberg), BRD. – Flora, **175**: 91 – 101; Jena

CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **35**: 185 – 206; Hannover.

CHRISTLEIN, R. (1977): Die römische Isartalstraße von Moos-Burgstall bis Landshut. – Verh. d. Hist. Ver. f. Niederbayern, **103**: 30 – 50; Landshut.

CLESSIN, S. (1877/78): Vom Pleistozän zur Gegenwart. – Corr.-Bl. zool.-miner. Ver. Regensburg, **31/32**; Regensburg.

CLESSIN, S. (1884): Deutsche Exkursions-Mollusken-Fauna. – 2. Aufl.; Nürnberg.

CLESSIN, S. (1905): Eine altaluviale Conchylienfauna bei Pürkgut. – Ber. naturwiss. Ver. Regensburg, **10**: 39 – 45; Regensburg.

CLESSIN, S. (1910): Alluviale Conchylien, welche bei der Ausbaggerung des Umschlaghafens bei Regensburg gefunden wurden. – Ber. naturwiss. Ver. Regensburg, **12**: 1 – 7; Regensburg.

COFFIN, D.E. (1963): A method for the determination of free iron in soils and clays. – Canadian Journal of Soil Science, **43**: 7 – 17; Ottawa.

CZAJKA, W. & KLINK, H.-J. (1967): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 174 Straubing. Geographische Landesaufnahme 1 : 200000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands. – Bonn – Bad Godesberg.

DIEZ, TH. (1968): Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lechs und ihre Bodenbildungen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 102 – 128; Öhringen.

EICHER, U. (1979): Die 18O/ 16O und 13C/ 12C-Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süßwasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. – Diss. Univ. Bern.

EICHER, U. (1987): Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereich der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. – Geogr. Helvetica, **1987**: 99 – 104; Zürich.

EICHER, U. & SIEGENTHALER, U. (1982): Klimatische Informationen aus Sauerstoff-Isotopenverhältnissen in Seesedimenten. – Physische Geographie, **1**: 103 – 110; Zürich.

ELLWANGER, D. (1988): Würmeiszeitliche Rinnen und Schotter bei Leutkirch/Memmingen. – Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **30**: 207 – 229; Freiburg.

ERTL, U. (1986): Pollenstratigraphie von Talprofilen im Main – Regnitz – Gebiet. – Diss. Univ. Düsseldorf.

FEHN, KL. (1968): Frühe Stadtentwicklung in Straubing. – In: BOSL, K. (Hrsg.): Straubing – das neue und das alte Gesicht einer Stadt im altbayerischen Kernland.– Festschrift aus Anlaß des 750. Gründungsjubiläums: 59 – 72; Straubing.

FENDL, J. (1979): Wörth. Stadt zwischen Strom und Berg. – Regensburg.

FINK, J. (1977): Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen. – Erdwiss. Forsch., **XIII**: 190 – 212; Wiesbaden.

FINK, J., KOCI, A., KOHL, H. & PERZNER, M.A. (1979): Paleomagnetic research in the Northern Foothills of the Alps and the question of the correlation of terraces in the Upper Reach of the Danube. – Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Project **73/1/24**, Rep. 5: 108 – 113; Prag.

FINSTERWALDER, R. (1967): Zur Entstehung der bayerischen Kartographie von ihren Anfängen bis zum Beginn der amtlichen Landesaufnahme. – Habilitationsschrift TH München.

FOLGER, H. (1954): Swikkersperch. Beiträge zur Geschichte Schweicklbergs und des Landkreises Vilshofen in Niederbayern. – Schweicklberg.

FREISING, H. (1949): Löße, Fließerden, Wanderschutt im nördlichen Württemberg. – Diss. TH Stuttgart.

FRENZEL, B. (1983): Die Vegetationsgeschichte Süddeutschlands im Eiszeitalter. – in MÜLLER-BECK, H. (Hrsg.) : Urgeschichte in Baden-Württemberg: 91 – 160; Stuttgart.

FREUNDORFER, W. (1974): Straubing. Landgericht, Rentkastenamt und Stadt. – Hist. Atlas von Bayern, Teil Altbayern, **32**; München.

GERLACH, R. (1988): Die junge Geschichte des Mains unter dem Einfluß des Menschen. – Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.

GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. – Forsch. z. Deutschen Landeskde., 234; Trier.

GERMAN, R. (1960): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal. – Geologica Bavarica, **43**: 3 – 73; München.

GREGOR, H.-J. (1982): Die jungtertiären Floren Süddeutschlands. – Stuttgart.

GRÜGER, E. (1979): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. – Geologica Bavarica, **80**: 5 – 64; München.

HAAR, U. de, KELLER, K., LIEBSCHER, H.-J., RICHTER, W. & SCHIRMER, H. (1979): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. – Boppard.

HAASE, G. (1963) Stand und Probleme der Lößforschung in Europa. – Geogr. Ber., **27**: 97 – 129; Berlin.

HÄDRICH, F. (1970): Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Profilen an Lößaufschlüssen. – Ber. d. Naturforsch. Ges. zu Freiburg, **60**: 103 – 137; Freiburg.

HÄNDEL, D. (1982): Zur Problematik holozäner Flußschotter. – Z. geol. Wiss., **10**: 811 – 828; Berlin.

HEINDEL, K. (1936): Die Umgestaltung der Isar durch den Menschen. – Diss. München.

HEINE, K. (1982): Das Mündungsgebiet der Ahr im Spät-Würm und Holozän. – Erdkunde, **36/1**: 1 – 11; Bonn.

HERGET, G. & KÖHLER, H. (1976): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6940 Wörth a. d. Donau. – München.

HERMANN, A. & EGGER, FR. (1980): Das Abflußverhalten im Flußgebiet der Isar unter Anwendung der Fourier-Analyse. Teil I u. II. – Deutsche Gewässerkdl. Mitt., **24**: 81 – 85, 132 – 136; Koblenz.

HISTORISCHER VEREIN OBERBAYERN (1880) (Hrsg.): Philipp Apian's Topographie von Bayern und bayerische Wappensammlung. – Oberbayerisches Archiv für vaterländische Geschichte, **39**; München.

HOCHSTETTER, A. (1980): Die Hügelgräber-Bronzezeit in Niederbayern. – Materialh. zur bayerischen Vorgeschichte, Reihe A, **41**; Kallmünz.

HOFMANN, B. (1966): Bodenkarte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. – München.

HOFMANN, B. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. – München.

HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – Geol. Jb., **E 25**; Hannover.

JERZ, H. (1982): Paläoböden in Südbayern. – Geol. Jb., **F 14**: 27 – 43; Hannover.

JUNGMANN-STADLER, Fr. (1972): Landkreis Vilshofen. Der historische Raum der Landgerichte Vilshofen und Osterhofen. – Hist. Atlas von Bayern, Teil Altbayern, **29**; München.

Kartieranleitung Arb.-Gem. Bodenkunde. – 3. Aufl.: 331 S.; Hannover 1982.

KILIAN, (1836): Naturhistorische Mitteilungen. – Jber. Ver. f. Naturkunde, **3**: 14 – 15; Mannheim.

KLÄMPFL, J. (1855): Der ehemalige Schweinach- und Quinzinggau. Eine historisch-topographische Beschreibung. – Passau.

KLÜPFEL, W. (1923/24): Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. – Abh. d. Gießener Hochschulgesellschaft, **3**; Gießen.

KÖHLER, M. (1973): Methoden zur Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes. – Veröff. Univ. Innsbruck, Monographien (Heissel-Festschrift); Innsbruck.

KOHL, H. (1968): Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. – Naturk. Jb. Stadt Linz: 7 – 60; Linz.

KOHL, H. (1973): Zum Aufbau und Alter der oberösterreichischen Donauebenen. – Jb. oberöstereichische Mus. Ver., **118**: 187 – 196; Linz.

KORZARKI, S., GONERA, P. & ANTCZAK, B. (1988): Valley floor development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland). – In: LANG, G. & SCHLÜCHTER, CHR. (eds.): Lake, Mire and Environments. – Rotterdam.

KRÄNKL, G. (1986): Historische Schutzmaßnahmen an der Donau zwischen Regensburg und Passau. – Informationsbericht d. Bayerischen Landesamt f. Wasserwirtschaft, Nr. **1/86**; München.

KRAUS, E.C. (1922): Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. – Geogn. Jh., **34**: 169 – 222; München.

KUKLA, J. (1961): Quaternary Sedimentation Cycle – Survey of Czechoslovak Quaternary. – Czwartorzed Europy Svodkovej i wschodniej, I, INQUA VIth Int. Congress – Instytut Geologiczny, Prace, **XXXIV**: 145 – 154; Warszawa.

KUKLA, J. (1969): Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Lößserien. – In: DEMEK, J. & KUKLA, J. (Hrsg.): Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei: 75 – 95; Brno.

LAIS, R. (1940): Über rotgefärbte postglaziale Böden im Gebiet des Oberrheins. – Germania, **24**: 157 – 166; Berlin.

LEGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg a Pleinting. – Bull. de l'Association francaise pour l'Etude du Quarternaire: 153 – 164; Paris.

LEMCKE, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. – Geol. Rdsch., **73**: 371 – 397; Stuttgart.

LINICK, T.W., SUESS, H.E. & BECKER, B. (1985): La Jolla Measurements of Radiocarbon in South German oak tree-ring chronologies. – Radiocarbon, **27**: 20 – 32; New Haven.

LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. – Relief, Boden, Paläoklima, **3**: 1 – 66; Berlin, Stuttgart.

MACKENBACH, R. (1984): Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (O.-Österreich). – Sonderver. Geol. Inst. Univ. Köln, **55**; Köln.

MAISCH, M. (1987): Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. – Geogr. Helvetica, **42** (2): 63 – 71; Bern.

MANSKE, D.J. (1981/82): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 164 Regensburg. Geographische Landesaufnahme 1 : 200000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands. – Bonn – Bad Godesberg.

MECKENSTOCK, W. (1914): Morphologische Studien im Gebiet des Donaurandbruches von Neustadt bis Regensburg. – Inaug. Diss. Berlin.

MEYER, B. & ROHDENBURG, H. (1982): Paläoböden der südniedersächsischen Lößgebiete. – Geol. Jb., **F 14**: 298 – 309; Hannover.

MIALL, A.D. (1977): A review of braided river depositional environment. – Earth Science Review, **13**: 1 – 62; Amsterdam.

MIALL, A.D. (1982): Analysis of Fluvial Depositional Systems. – Education Course Note Series, **20**; Tulsa (American Association of Petroleum Geologist).

MOLL, W. (1970): Beiträge zur Genese und systematischen Stellung rubefizierter Parabraunerden aus alpinen Schottern und Geschieben. – Freiburger bodenkdl. Abh., **3**; Freiburg.

MORISAWA, M.E. (1985): Rivers, form and prozess. – Geomorphology Texts, **7**; London, New York.

MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. Teil 1. – Stuttgart.

MÜNICHSDORFER, F. (1922): Das geologische Querprofil von München. – Geognostisches Jb., **34**: 125 – 138; München.

MÜNZING, KL. & AKTAS, A. (1987): Weitere Funde molluskenführender Mergellagen im unteren Deckschotter von Bayerisch Schwaben. – Jber. Mitt. oberrheinischer geol. Ver., N.F. **69**: 181 – 193; Stuttgart.

NEUBAUER, H. (1970): Hochwasser und Hochwasserschutz. – In: LANDRATSAMT STRAUBING (Hrsg.): Der Landkreis Straubing: 254 – 264; Straubing.

NOLL, R. (1963): Eugipius. Leben des Heiligen Severin. – Schriften u. Quellen d. alten Welt, **11**; Berlin.

OLLI-VESALAINEN, M., WISSERT, R. & FRENZEL, B. (1983): Über das Alter des spätglazialen Wolfratshausener Sees südlich von München. – In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommision für Europäische Quartärstratigraphie 1983 im Nördlichen Alpenvorland und Voralpengebiet (Bayern, Tirol, Salzburger Land, Oberösterreich): 111 – 115; München.

OSCHMANN, FR. (1958): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – München.

OSTERHAUS, U. (1985): Zwei römische Brunnen aus einer Villa rustica in Regensburg-Harting. – Das archäologische Jahr in Bayern **1984**: 115 – 118; Stuttgart.

PATZELT, G. (1980): Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. – Jber. 1976/77 Österreichische Geogr. Ges., Zweig Innsbruck: 11 – 18; Innsbruck.

PECHMANN, H. Freih. v. (1822): Über den frühern und gegenwärtigen Zustand des Wasser- und Straßenbaues im Königreich Baiern. – München.

PENCK, A. & BRÜCKNER, Ed. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. **1**: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – Leipzig.

PIFFL, L. (1971): Zur Gliederung des Tullner Feldes. – Ann. d. Naturhist. Mus. Wien, **75**: 293 – 310; Wien.

PIFFL, L. (1974): Das Tullner Feld. Ein Beitrag zur Morphogenese einer Donaulandschaft. – Heidelberger Geogr. Schr., **40**: 77 – 87; Heidelberg.

POLLINGER, J. (1898): Die Ortsnamen der Landshuter Gegend. – Verh. Hist. Ver. Niederbayern, **34**: 59 – 200; Regensburg.

POLLINGER, J. (1904): Die Ortsnamen des Bezirksamts Dingolfing. – Verh. Hist. Ver. Niederbayern, **40**: 35 – 130; Regensburg.

PRAMMER, J. (1987): Der römische Donauhafen von Sorviodurum. – Das archäologische Jahr in Bayern **1986**: 111 – 114; Stuttgart.

PRIEHÄUSER, G. (1953): Ortsfremde Gesteinsblöcke in diluvialen Schottern der Donaulandschaft bei Straubing. – Geologica Bavarica, **19**: 281 – 296; München.

RAUSCH, K.-H. (1975): Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Inn-Chiemseegletschers. – Flora, **164**: 235 – 282; Jena.

REISCH, L. (1974): Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing, Ldkr. Regensburg. – Quartär, **25**: 53 – 71; Bonn.

RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung mit Flußterrassen. – Catena Suppl., **3**: 95 – 138; Cremlingen.

RIECKHOFF-PAULI, S. (1986a): Ein hallstattzeitliches Frauengrab von Regensburg-Harting. – Das archäologische Jahr in Bayern **1985**: 77 – 78; Stuttgart.

RIECKHOFF-PAULI, S. (1986b): Eine hallstattzeitliche Bestattung aus der Donauebene bei Regensburg. – Archäologisches Korrespondenzblatt, **16**: 303 – 315;

RIECKHOFF-PAULI, S. &TORBRÜGGE, W. (1984): Regensburg – Kelheim – Straubing, Teil I: Zur Siedlungsgeschichte der nördlichen Frankenalb, des Vorderen Bayerischen Waldes und der Donauebene. – Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland, **5**; Stuttgart.

RIEDL, A. v. (1796): Reiseatlas von Bayern. – München.

RIEDL, A. v. (1806): Stromatlas von Bayern. – München.

RIEHM, H. & ULRICH, B. (1954): Quantitative kolorimetrische Bestimmung der organischen Substanz im Boden. – Landwirtschaftliche Forsch., **6**: 173 – 176; Frankfurt.

ROESCHMANN, G., EHLERS, J., MEYER, B. & ROHDENBURG, H. (1982): Paläoböden in Niedersachsen, Bremen und Hamburg. – Geol. Jb., **F 14**: 255 – 309; Hannover.

ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa – Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. – Göttinger bodenkdl. Ber., **6**: 3 – 107; Göttingen.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **5**: 1 – 135; Hannover.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1968): Zur Deutung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän ? – Göttinger bodenkdl. Ber., **6**: 127 – 212; Göttingen.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1979): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Nachdruck von 1966 in: Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, **3**: 1 – 89; Braunschweig.

ROSE, K. (1971): Deggendorf. – Historischer Atlas von Bayern, Teil Altbayern, 27; München.

ROTNICKI, K. (1983): Modelling past discharges of meandering rivers. – in GREGORY, K.J. (ed.): Background to Paleohydrology: 321 – 354; Chichester, New York.

ROTNICKI, K. & BOROWKA, K. (1985): Definition of subfossil meandering paleochannels. – Earth Surface Prozesses and Landforms, Vol. **10**: 215 – 225;

RÜCKERT, G. & KÖHLER, H. (1976): Quartär. – In: HERGET, G. & KÖHLER, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6940 Wörth a. d. Donau: 59 – 60; München.

RUST, Br.R. (1981): Sedimentation in an arid zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. – J. Sediment. Petrol., **51**: 745 –755; Tulsa.

RUTTE, E. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7037 Kelheim. – München.

SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter Geogr. Hefte, **45**; Frankfurt.

SCHAEFER, I. (1953):Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. – Geologica Bavarica, **18**: 1–112; München.

SCHAEFER, I. (1966): Der Talknoten von Donau und Lech. Zur Frage des Talwechsels der Donau vom Wellheimer Trockental ins Neuburger Durchbruchstal.– Mitt. Geogr. Ges. München, **51**: 59 – 111; München.

SCHAEFER, I. (1968): Münchener Ebene und Isartal. – Mitt. Geogr. Ges. München, **53**: 175 – 203; München.

SCHEFFER, F. & MEYER, B. (1965): Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grubenfüllungen in Lößgebieten. – Neue Ausgrabungen u. Forschungen in Niedersachsen, **2**: 72 – 88; Hildesheim.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1982): Lehrbuch der Bodenkunde. – 11. Aufl.; Stuttgart.

SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – Inaug.–Diss. Univ. Düsseldorf, Düsseldorf.

SCHIER, W. (1985): Zur vorrömischen Besiedlung des Donautales südöstlich von Regensburg. – Bayerische Vorgeschichtsblätter, **50**: 9 – 75; München.

SCHIRMER, W. (1973): State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. C 2. The Holocene of the former periglacial areas. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 306 – 320; Öhringen/ Württ.

SCHIRMER, W. (1974): Holozäne Ablagerungen in den Flußtälern. – In: WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 351 – 365; Stuttgart.

SCHIRMER, W. (1980): Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse. – Düsseldorf (Abt. Geologie der Universität).

SCHIRMER, W. (1981a): Holozäne Mainterrassen und ihr pleistozäner Rahmen (Exkursion G am 25. April 1981). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **63**: 103 – 115; Stuttgart.

SCHIRMER, W. (1981b): Abflußverhalten des Mains im Jungquartär. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **41**: 197 – 208; Köln.

SCHIRMER, W. (1983a): Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse. – Geol. Jb., **A 71**: 370 S.; Hannover.

SCHIRMER, W. (1983b): Aufbau und Alter der Tahlsohleschotter. – In: SCHMIDT–KALER, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6934 Beilngries: 34 – 36; München.

SCHIRMER, W. (1988a): Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg. Mit Beiträgen von U. SCHIRMER, G. SCHÖNFISCH & H. WILLMES. – DEUQUA–Exkursionsführer zur 24. Tagung in Würzburg; Hannover.

SCHIRMER, W. (1988b): Holocene valley development on the Upper Rhine and Main. – In: LANG, G. & SCHLÜCHTER, CHR. (eds.): Lake, mire and river environments during the last 15000 years: 153 – 160; Rotterdam.

SCHLICHTING, E. & BLUME, H.P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. – Hamburg, Berlin.

SCHMEIDL, H. (1959): Pollenanalytische Untersuchungen. – In: BRUNNACKER, K.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7636 Freising Süd: 61 – 66; München.

SCHMEIDL, H. (1980): Zur spät– und postglazialen Vegetations– und Waldentwicklung in der montanen Stufe des Kartenblattes Aschau i. Chiemgau. – In: GANSS, O.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8239 Aschau i. Chiemgau: 116 – 131; München.

SCHMID, D. (1976): Regensburg I. – Hist. Atlas von Bayern, Teil Altbayern, **41**; München.

SCHMIDT, W. (1970): Namen der Heimat. – In: LANDRATSAMT STRAUBING (Hrsg.): der Landkreis Straubing: 72 – 161; Passau.

SCHMIDT–KALER, H. (1981): Tertiär in Nordostbayern. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 500000 von Bayern: 80 – 83; 3. Aufl.; München.

SCHMOTZ, K. (1983): Die wichtigsten Ausgrabungen der Kreisarchäologie Deggendorf zwischen 1979 und 1983. – Archäologische Forschungen im Landkreis Deggendorf. Sonderheft des Deggendorfer Geschichtsvereins zum 2. Niederbayerischen Archäologentag: 11 – 39; Deggendorf.

SCHMOTZ, K. (1984a): Die Bodenfunde im Gebiet der Marktgemeinde Hengersberg. – In: MARKT HENGERSBERG (Hrsg.): 975 Jahre Markt Hengersberg 1009 – 1984: 12 – 15; Hengersberg.

SCHMOTZ, K. (1984b): Der bronzezeitliche Bestattungsplatz von Deggendorf– Fischerdorf. Die Grabungskampagne des Jahres 1982. – Ostbairische Grenzmarken. Passauer Jb. f. Geschichte, Kunst u. Volkskde., **26**: 16 – 59; Passau.

SCHMOTZ, K. (1984c): Ein Depotfund der frühen Bronzezeit aus dem Niederbayerischen Donautal. – Archäologisches Korrespondenzblatt, **14**: 145 – 153;

SCHMOTZ, K. (1985): Zum Stand der Forschung im bronzezeitlichen Gräberfeld von Deggendorf – Fischerdorf. – Archäologisches Korrespondenzblatt, **15**: 313 – 323;

SCHMOTZ, K., GREGROR, H. & UNGER, H.J. (1983): Zur Archäologie und Geologie des Gebietes Natternberg bei Deggendorf – vorläufiger Bericht. – Documenta naturae, **9**: 1 – 15; München.

SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199 – 206; Öhringen.

SCHÖNWEISS, W. & WERNER, H. (1975): Mesolithische Wohnanlagen von Sarching, Ldkr. Regensburg. – Bayerische Vorgeschichtsblätter, Jg. **39**: 1 – 29; München.

SCHÖNWEISS, W. & WERNER, H. (1977): Mesolithische Wohngrundrisse von Friesheim (Donau). In: Festschrift 75 Jahre Anthropologische Staatssammlung München 1902 – 1977: 57 – 66; München.

SCHUMACHER, R. (1981): Untersuchungen zur Entwicklung des Gewässernetzes seit dem Würmmaximum im Bereich des Isar – Loisach – Vorlandgletschers. – Diss. München.

SCHUMM, S.A. (1968): Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. – Geol. Soc. Am. Bull., **79**: 1573 – 1588;

SCHWARZ, E. (1952): Die namenskundlichen Grundlagen der Siedlungsgeschichte des Landkreises Regensburg. – Verh. Hist. Ver. Oberpfalz, **93**: 25 – 65; Regensburg.

SCHWERD, K. & UNGER, H. (1981): Molassebecken. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500000: 88 – 95; 3. Aufl.; München.

SCHWERTMANN, U., MURAD, E. & SCHULZE, D. G. (1982): Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas ? – Geoderma, **27**: 209 – 223; Amsterdam, Oxford, New York.

SMITH, D.G. (1983): Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. – in COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (ed.): Modern and ancient fluvial systems. – Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **6**: 155 – 168; Oxford, London.

SMITH, D.G. & SMITH, N.D. (1980): Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Bauff, Alberta. – J. Sediment. Petrol., **50**: 157 – 164; Tulsa.

STANGL, S. (1989): Untersuchungen zur jüngeren Flußgeschichte der Donau im Raum Straubing. – Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univer. Regensburg; Regensburg.

STARKEL, L. (1985): Lateglacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climate changes. – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., **21**: 159 – 164; Innsbruck.

STETTER, G. & FAUSER, A. (1968): Faksimile-Ausgabe der 24 Landtafeln von Philipp Apian. – München.

STÜCKL, E. (1976): Relikte der Pseudogley-Landoberfläche bei Regensburg. – Geol. Bl. NO-Bayern, **26**: 105 – 116; Erlangen.

STUIVER, M. & BECKER, B. (1986): High-precision decadal calibration of the radiocarbon timescale, AD 1950 – 2500 BC. – Radiocarbon, **28**: 863 – 910; New Haven.

TAUTE, W. (1980): Das Mesolithikum in Süddeutschland. Teil 2: Naturwissenschaftliche Untersuchungen. – Tübingen.

THIENEMANN, A. (1950): Die Binnengewässer. – Bd. **XVIII**. – Stuttgart.

TILLMANN, H. (1964): Jungtertiäre Sedimente am Rand des Grundgebirges Ostbayerns. – In: Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1 : 500000: 195 – 213; 2. Aufl.; München.

TILLMANNS, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg und Neuburg/Donau und Regensburg. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **30**: 1 – 198; Köln.

TILLMANNS, W. (1980): Zur plio – pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., **62**: 199 – 205; Stuttgart.

TILLMANNS, W. (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **26**: 99 – 202; Freiburg.

TILLMANNS, W., KOCI, A. & BRUNNACKER, K. (1986): Die Brunhes/Matuyama-Grenze in Roßhaupten (Bayerisch Schwaben). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **68**: 241 – 247; Stuttgart.

TROLL, G. (1967): Bau und Bildungsgeschichte des Bayerischen Waldes. – Geologica Bavarica, **58**: 15 – 22; München.

TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen. Ihre Oberflächengestalt, ihre Vegetation und ihr Landschaftscharakter. – Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskde., **24**, 4: 157 – 256; Stuttgart.

UNBEHAUN, W. (1971): Die Hochwasserabflußverhältnisse der Bayerischen Donau. Hochwasser der Jahresreihe 1945/65. – Besondere Mitt. z. Deutschen Gewässerkdl. Jb., **30**; München.

UNGER, H.J. (1979): Die obere Süßwassermolasse zwischen Inn und Donau. – Aspekte, **1**: 14 – 35; München.

UNGER, H.J. (1983a): Geologische Karte von Bayern 1 : 50000. Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7342 Landau a. d. Isar. – München.

UNGER, H.J. (1983b): Der geologische Untergrund des Gebietes Natternberg. – In: SCHMOTZ, K., GREGOR, H.J. & UNGER, H.-J.: Zur Archäologie und Geologie des Gebietes Natternberg bei Deggendorf. – Documenta naturae, **9**: 7 – 8; 1 Karte; München.

UNGER, H.J. (1983c): Versuch einer Neugliederung der Oberen Süßwassermolasse. – Geol. Jb., **A 67**: 5 – 35; Hannover.

UNGER, H.J. (1983d): Die Forschungsbohrungen Osterhofen GLA 1 bis 5, die Stratigraphie des tieferen Untergrundes und die Lagerung des Ortenburger Schotters. – Verh. Geol. B.-Anst., **1982**: 285 – 311; Wien.

UNGER, H.J. & SCHWARZMEIER, J. (1982): Die Tektonik im tieferen Untergrund Ostniederbayerns. – Jb. d. Oberösterr. Mus. Ver., **127**: 197 – 220; Linz.

WEBER, K. H. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7137 Abensberg. – München.

WEINIG, H. (1972): Hydrogeologie des Isartales zwischen Landshut und Landau und ihre Beeinflussung durch Stauanlagen. – Diss. München.

WEINIG, H. (1980): Hydrogeologie des Donautales. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main. Hydrogeologie: 9 – 26; Beilage 6, 7; München.

WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **31**: 187 – 202; Hannover.

WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, **N.F. 156**; Bern.

WERNER, H. J. & SCHÖNWEISS, R. (1974): Eine epipaläolithische und mesolithische Wohnanlage von Sarching, Ldkr. Regensburg. Eine Fundstelle der "Atzenhofer Gruppe" im Donautal ? . – Bonner Hefte z. Vorgeschichte, **8**: 109 – 120; Bonn.

WILD, K. (1968): Ortsnamen im Landkreis Vilshofen. – Ostbaierische Grenzmarken. Passauer Jb. f. Geschichte, Kunst u. Volkskde., **10**: 12 – 28; Passau.

WILKE, B. M. (1975): Bodenchronosequenzen aus Lockersedimenten der Lechterrassen. – Z. Pflanzenernährung u. Bodenkde., **1975**: 153 – 171; Weinheim.

WITTMANN, O. (1975): Rezente und Paläoböden aus Kreidesandsteinen unterschiedlichen Carbonatgehaltes. – Mitt. Deutsche Bodenkdl. Ges., **21**: 119 – 156; Göttingen.

DÜSSELDORFER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

Herausgeber: T. Breuer, H. Brückner, A. Gerstenhauer, G. Glebe, U. Radtke, E. Sabelberg, H.G. Steinberg, K. Vorlaufer, N. Wein, G. Wenzens

Schriftleitung: H. Brückner, U. Radtke

Heft 1	M. Fey	Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge). 1974, 181 S., Anhang, 44 Abb., 7 Tab.	vergriffen
Heft 2	G. Wenzens	Morphologische Entwicklung ausgewählter Regionen Nordmexikos unter besonderer Berücksichtigung des Kalkkrusten-, Pediment- und Poljeproblems. 1974, 330 S., 14 Karten, 17 Abb., 1 Tab., 44 Bilder	vergriffen
Heft 3	P.A. Engstfeld	Raumordnungsziele und geographische Strukturentwicklung - Darstellung am Beispiel der Verbandsgemeinde Adenau. 1975, 253 S., 11 Karten 2 Abb., 40 Tab.	DM 18,00
Heft 4	E. Gläßer	Zur Entwicklungsgeschichte ländlich-agrarer Siedlungen im Kölner Norden. Ein Beitrag zur Orts- und Flurgenese. 1976, 67 S., 7 Karten, 3 Bilder	DM 9,00
Heft 5	M. Fey/ A. Gerstenhauer	Geomorphologische Studien im campanischen Kalkapennin. 1977, 80S., 8 Karten, 23 Abb., 1 Tab., 8 Bilder	vergriffen
Heft 6	G. Glebe	Wandlungen in der Kulturlandschaft und der Agrargesellschaft im Kleinfarmgebiet der Beara- und Iveragh-Halbinsel/Südwestirland. 1977, 310 S., Anhang, 50 Karten, 12 Abb., 59 Tab., 16 Bilder	DM 27,00
Heft 7	K. Rother (Hrsg.)	Aktiv- und Passivräume im mediterranen Südeuropa. Symposium vom 24. bis 25 April 1976 im Geographischen Institut der Universität Düsseldorf. 1977, 256 S., 47 Abb., 6 Bilder	DM 18,00
Heft 8	A. Dach-Hamann	Das Bergische Land als Naherholungsraum. Struktur und Probleme des Naherholungsverkehrs - unter besonderer Berücksichtigung der Tageserholung und des Freizeitwohnens. 1977, 193 S., Anhang, 33 Abb., 59 Tab.	DM 18,00
Heft 9	K. Rother	Gruppensiedlungen in Mittelchile. Erläutert am Beispiel der Provinz O'Higgins. 1977, 80 S., 28 Abb., 10 Tab., 26 Bilder	DM 15,00
Heft 10	E. Rommerskirchen	Morphogenese der Mancha und ihrer Randgebiete. 1978, 86 S., 17 Abb., 11 Bilder	DM 9,00
Heft 11	H.G. Steinberg	Bevölkerungsentwicklung des Ruhrgebietes im 19. und 20. Jahrhundert. 1978, 186 S., 7 Abb.	vergriffen
Heft 12	R. Fraedrich	Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (Tirol/Vorarlberg) 1979, 168 S., 22 Abb., 6 Tab.	DM 17,30
Heft 13	P. Dach	Struktur und Entwicklung von peripheren Zentren des tertiären Sektors, dargestellt am Beispiel Düsseldorf. 1980, 232 S., 53 Abb., 38 Tab.	DM 20,90
Heft 14	H. Brückner	Marine Terrassen in Süditalien. Eine quartärmorphologische Studie über das Küstentiefland von Metapont. 1980, 235 S., 42 Abb., 21 Tab., 30 Bilder, 1 Beilage	DM 26,00
Heft 15	A. Gerstenhauer/ K. Rother (Hrsg.)	Beiträge zur Geographie des Mittelmeerraumes. 1980, 128 S., 24 bb., 3 Tab., 22 Bilder, 4 Beilagen	DM 21,80
Heft 16	J. O'Loughlin G. Glebe	Faktorökologie der Stadt Düsseldorf. Ein Beitrag zur urbanen Sozialraumanalyse. 1980, 172 S., 28 Karten, 10 Abb., 21 Tab.	DM 16,00

Heft 17	K.J. Leers	Die räumlichen Folgen der Industrie-Ansiedlung in Süditalien - das Beispiel Tarent (Taranto). 1981, 176 S., 7 Abb., 27 Karten, 34 Tab.	DM 23,02
Heft 18	J.E. Siebeck	Die Verkehrsströme des Personenluftverkehrs der Bundesrepublik Deutschland unter besonderer Berücksichtigung der Verkehrsflughäfen und deren Einzugsbereiche. 1981, 240 S., 80 Abb., 45 Tab.	DM 21,85
Heft 19	E. Zielke	Die Japaner in Düsseldorf. Manager-Mobilität - Voraussetzungen und Folgen eines Typs internationaler geographischer Mobilität. 1982, 168 S., 22 Abb., 35 Tab.	DM 18,40
Heft 20	H. Obdenbusch	Die tertiäre und quartäre Reliefentwicklung des mittleren Tajograbens. 1982, 142 S., 6 Diagr., 5 Karten, 24 Abb., 17 Fotos	DM 18,90
Heft 21	H.G. Steinberg	Die sozioökonomische Entwicklung der Republik Südafrika, Teil I. Die Entwicklung bis 1914. 1982, 222 S., 9 Tab., 4 Abb., 32 Karten	DM 22,00
Heft 22	U. Radtke	Genese und Altersstellung der marinen Terrassen zwischen Civitavecchia und Monte Argentario (Mittelitalien) unter besonderer Berücksichtigung der Elektronenspin-Resonanz-Altersbestimmungsmethode. 1983, 182 S., 50 Abb., 11 Tab., 29 Bilder, 2 Beilagekarten	DM 18,36
Heft 23	R. Gaida	Die tertiäre und quartäre Reliefentwicklung des Baixo Alentejo (Portugal). 1984, 119 S., 30 Abb., 6 Tab., 19 Bilder, 7 Karten, 1 Beilagekarte	DM 16,20
Heft 24	T. Breuer	Die Steuerung der Diffusion von Innovationen in der Landwirtschaft. Dargestellt an Beispielen des Vertragsanbaus in Spanien. 1985, 204 S., 47 Abb., 30 Tab.	DM 18,30
Heft 25	M. Könnecke	Jüngere Veränderungen landwirtschaftlicher Nutzungsmuster im nördlichen Central Valley/ Kalifornien unter besonderer Berücksichtigung des naturgeographischen Potentials. Dargestellt am Beispiel Yolo County. 1986, 154 S., 38 Abb., 12 Tab., 22 Bilder	DM 19,95
Heft 26	H.G. Steinberg	Die sozio-ökonomische Entwicklung der Republik Südafrika, Teil II. Die Entwicklung von 1914 bis 1980. 1987, 319 S., 105 Tab., 12 Abb., 49 Karten	DM 32,95
Heft 27	U. Radtke	Marine Terrassen und Korallenriffe - Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. 1989, 250 S., 132 Abb., 26 Tab., 30 Bilder	DM 23,29
Heft 28	H. Brückner	Küstennahe Tiefländer in Indien – ein Beitrag zur Geomorphologie der Tropen. 1990, ca. 225 S., 109 Abb., 46 Tab., 94 Bilder (im Druck)	
Heft 29	G. Schellmann	Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar und angrenzenden Donautales. 1990, 131 S., 33 Abb., 22 Tab.	

Im Selbstverlag des Geographischen Institutes der Heinrich-Heine-Universität
Zu beziehen über: Schriftleitung – Geographisches Institut, Heinrich-Heine-Universität
Universitätsstr. 1, D-4000 Düsseldorf 1