



Gerhard Schellmann (Hrsg.)

**Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen
Talgeschichte im deutschen
Mittelgebirgsraum und Alpenvorland**

DÜSSELDORFER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

Herausgegeben vom Geographischen Institut
durch
A. Gerstenhauer, G. Glebe, E. Jordan, E. Sabelberg, H.G. Steinberg,
K. Vorlaufer, N. Wein, G. Wenzens

Schriftleitung
M. Fey

Heft 34

Gerhard Schellmann (Hrsg.)

Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland

1994
Im Selbstverlag des Geographischen Institutes der
Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf
ISSN 0935-9206

ISSN 0935-9206

Düsseldorfer Geographische Schriften, Heft 34, 1994

Titelbild:

**Blick von der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse über die
spätmittelalterlich bis neuzeitlichen H5- bis H7-Terrassen der
unteren Oberweser unterhalb von Hessisch-Oldendorf**

Druck: R. Stehle GmbH & Co. KG, Düsseldorf

Vorwort

Ursprünglich bestand die Absicht, in einer eigenen Publikation die "Talgeschichte der unteren Oberweser im jüngeren Quartär" darzustellen, als im Dezember letzten Jahres Prof. Dr. Bernd Becker anregte, auch die neuen Befunde und zahlreichen Altersdatierungen aus dem Isar- und Donautal zu veröffentlichen. Er selbst konnte den Abschluß dieses Bandes nicht mehr erleben, denn er verstarb nach schwerer Krankheit am 14. Februar 1994. Ich bin mir sicher, er hätte sich über diesen Band gefreut. Der Band diene auch dazu, sich seiner zu erinnern. Durch zahlreiche Datierungen subfossiler Eichen und Kiefern aus Kiesgruben mitteleuropäischer Täler konnte er nicht nur den weltweit längsten Baumjahringkalender erstellen, darüberhinaus gebührt ihm ein wichtiger Anteil am gegenwärtigen Kenntnisstand über die zeitlichen Größenordnungen holozäner Flußdynamik in mehreren deutschen Tälern.

Die an diesem Band beteiligten Autoren - Dr. Ludger Feldmann, Dr. Bernd Kromer, Dr. Ursula Schirmer, Prof. Dr. Wolfgang Schirmer - kannten alle Prof. Dr. Bernd Becker seit Jahren. Für Ihre Bereitschaft mitzuwirken und neben ihren sonstigen Verpflichtungen relativ kurzfristig ein druckfähiges Manuskript zu erstellen, an dieser Stelle ein herzliches Dankeschön. Ebenso sei Prof. Dr. Wolfgang Schirmer herzlich gedankt, der nicht nur durch Beantragung von DFG-Projekten die finanzielle Basis für meine Untersuchungen im unteren Oberwesertal und im Alpenvorland geschaffen hat, sondern auch über die Studien- und Promotionszeit hinweg mein Interesse an Fragestellungen zur fluvialen Dynamik in Mitteleuropa wachhielt. Der DFG danke ich, daß sie durch Einrichtung des Schwerpunktprogrammes "Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär Mitteleuropas" finanzielle Unterstützung gewährte und u.a. im Rahmen von Schwerpunkttreffen Möglichkeiten zur Diskussion mit zahlreichen Kollegen eröffnete.

Einen wesentlich Anteil am zügigen Zustandekommen dieses Bandes hat mein Freund und Kollege Prof. Dr. Ulrich Radtke nicht nur durch seine kritischen Anmerkungen und Textkorrekturen, sondern vor allem durch sein beharrliches Drängen. Dank zahlreicher technischer Hilfestellungen von Prof. Dr. Gerd Wenzens wurde die Fertigstellung sehr gefördert. Für ihre zeitaufwendige Unterstützung beim Korrekturlesen der Manuskripte danke ich ganz herzlich Herrn Dr. Manfred Fey und Frau Inge Pintgen. Für die Gestaltung des Layouts an Werk-, Sonn-

und Feiertagen gebührt Herrn Michael Rotscheidt M.A. besonderer Dank. Viele Zeichnungen wurden von Frau Guenola Kahlert erstellt, deren schnelle und gewissenhafte Arbeit beeindruckend war.

Den Herausgebern der Düsseldorfer Geographischen Schriften danke ich für die Aufnahme des Bandes in ihre Schriftenreihe.

Düsseldorf, im Oktober 1994

Gerhard Schellmann

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	I
Inhaltsverzeichnis	III
GERHARD SCHELLMANN: Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär	1 - 56
GERHARD SCHELLMANN & URSULA SCHIRMER: Zur Altersstellung der Niederterrassen im Raum Hameln (unteres Oberwesertal)	57 - 71
GERHARD SCHELLMANN & WOLFGANG SCHIRMER: Die Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser - ein Vergleich	73 - 78
GERHARD SCHELLMANN, BERND BECKER († 14.2.94), LUDGER FELDMANN & BERND KROMER: Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar	79 - 94
LUDGER FELDMANN & GERHARD SCHELLMANN: Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials	95 - 110
BERND BECKER († 14.2.94), BERND KROMER & GERHARD SCHELLMANN: Die spät- und frühpostglaziale Entwicklung der Auenwälder im Donautal und am Unterlauf der Isar.	111 - 122
GERHARD SCHELLMANN: Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum	123 - 146

Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär

GERHARD SCHELLMANN

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 1. Einleitung 1.1. Geographischer Überblick 1.2. Forschungsstand 1.3. Untersuchungsmethoden 2. Die alt- und mittelpleistozäne Talentwicklung 2.1. Die fluviale Formung 2.2. Die nordischen Inlandvereisungen im unteren Oberwesertal 3. Die morphologisch-geologische Gliederung des Talbodens 3.1. Das holozäne Auenterrassenniveau 3.2. Das hoch- und spätglaziale Niederterrassenniveau 3.3. Das Übergangsterrassenniveau 4. Deckschichten und pedostratigraphische | <ul style="list-style-type: none"> Abgrenzung der Talgrundterrassen 4.1. Genese und fazielle Gliederung feinklastischer Auensedimente 4.2. Übergangsterrasse und Niederterrassen 4.3. Die holozänen Auenterrassen 5. Die absolute Altersstellung der Talgrundterrassen 5.1. Übergangsterrasse und jungpleistozäne Niederterrassen 5.2. Die holozänen Einzelterrassen 6. Schlußfolgerungen 7. Zusammenfassung 8. Danksagung 9. Literatur Tabellen im Anhang |
|---|--|

1. Einleitung

Die Ausgangssituation der durchgeführten Untersuchungen war, daß seit Anfang der sechziger Jahre das Oberwesertal nicht mehr detaillierter untersucht worden ist. Dies ist umso erstaunlicher, als daß das Oberwesertal in der Vergangenheit im Rahmen flußgeschichtlicher Untersuchungen eine Schlüsselstellung besessen hat. Dabei bietet gerade das untere Oberwesertal die Möglichkeit innerhalb eines Mittelgebirgstales, die Ablagerungen der drenthezeitlichen nordischen Inlandvereisung als Zeitmarken zur morphologisch-geologischen Abgrenzung der jüngeren Quartärablagerungen zu nutzen.

Unter Berücksichtigung der vorhandenen Aufschlüsse konzentrierte sich die Neubearbeitung der jungquartären Flußablagerungen im unteren Oberwesertal auf die Talweitungen und zwar im Raum Kirchhosen - Hameln, zwischen Wehrbergen und Rinteln sowie im Raum Costedt unmittelbar oberhalb der Porta Westfalica (Abb. 1). Dabei sind in der Hamelner Talweitung vor allem die jungpleistozänen Terrassenkörper in mehreren Aufschlüssen einsehbar. In der Talweitung zwischen Wehrbergen und Rinteln besteht durch die größere Breitenausdehnung des Talbodens eine bessere Chance, daß sowohl die jungpleistozänen als auch die holozänen

Terrassenbildungen noch heute erhalten sind. Zudem sind in diesem Raum in den letzten Jahren von verschiedenen Behörden im Zusammenhang mit Baumaßnahmen und Grundwassererschließungen zahlreiche Bohrungen niedergebracht worden (Tab. 1 im Anhang), deren Auswertung weitere Erkenntnisse über die quartäre Talfüllung lieferte. Außerdem liegen hier die beiden Kiesgruben "Fischbeck" und "Rinteln-Friedhof", aus denen SCHMIDT (1973, 1977) und FREUNDLICH (1977) zahlreiche subfossile Eichen geborgen und datiert haben. Im unmittelbar oberhalb der Porta Westfalica gelegenen Raum Costedt besitzen die holozänen Terrassen eine größere Talbreite und sind teilweise in Kiesgruben aufgeschlossen. An der Porta Westfalica verläßt die Oberweser den Mittelgebirgsraum und durchfließt das Norddeutsche Tiefland. Nach ersten Aufschlußbearbeitungen und Übersichtskartierungen im oberen Mittelwesertal im Raum Petershagen - Windheim ähnelt die holozäne fluviale Dynamik der oberen Mittelweser in den Grundzügen der hier betrachteten unteren Oberweser.

1.1. Geographischer Überblick

Bei Kirchhosen öffnet sich das Oberwesertal zur Hamelner Talweitung, die neben der Lateralerosion

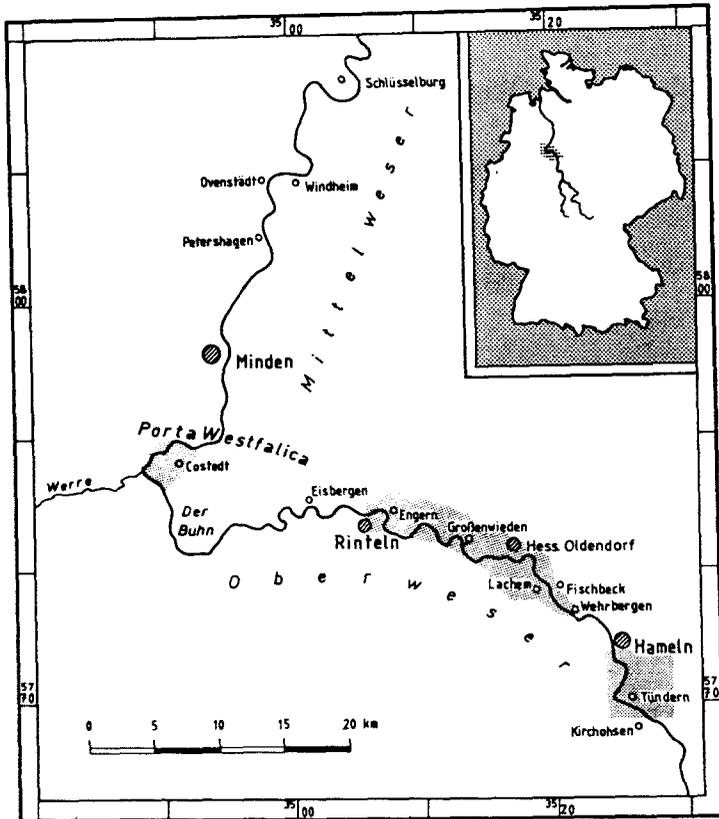


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes
(punktiert: Lage der zentralen Bearbeitungsgebiete)

der Weser und ihrer Nebenbäche auch eine Folge subrosiver Auslaugungen des liegenden Zechsteins und/oder Trias-Salinars ist. Entsprechend nehmen die Quartärmächtigkeiten von wenigen Metern östlich von Kirchhosen sprunghaft auf mehrere Zehner von Metern im Raum Kirchhosen - Tündern - Hastenbeck zu. Quartäre Kiese und Sande in einer Mächtigkeit von zum Teil über 50 m bilden hier eine der größten Kieslagerstätten Niedersachsens (IRRLITZ in ROHDE 1986: 10). Die heutige Weser folgt nicht dieser Auslaugungszone, sondern verläuft an ihrem südlichen Rand teilweise im anstehenden Keupergestein.

Talabwärts wird die Hamelner Talweitung von der wenige Kilometer langen Wehrberger Talenge begrenzt, einer Barriere aus erosionswiderständigen Sandsteinen des oberen Keupers (Abb. 2). Unterhalb der Wehrberger Enge öffnet sich das Tal zur Rintelner Talweitung. Als Isoklinatal folgt das Wesertal hier weitgehend weichen Liastonen. Die nördliche Talumrahmung bildet der 150 - 200 m höhere, von Westen nach Osten verlaufende Jura-Schichtkamm

des Wesergebirges. Pässe bei Steinbergen und Kleinenbremen unterbrechen diesen langgestreckten Gebirgskamm und bilden natürliche Zugangspforten. Den südlichen Talrahmen bilden Schichtstufen und Bergkuppen des Lippischen Berglandes. Unterhalb von Veltheim beschreibt das heutige Wesertal einen auffällig weit nach Süden in das Lippische Keuperbergland hineinschwingenden Bogen, durchbricht als Engtal den Keuper südlich des Buhns und biegt wenige Kilometer talabwärts mit Einmündung des Werre-Tales nach Nordosten Richtung Porta Westfalica um. Bevor die Oberweser dort den Mittelgebirgsraum verläßt, hat sie letztmalig im Raum Costedt in weichen Liastonen eine mehrere Kilometer breite Talweitung geschaffen.

Das Einzugsgebiet der Oberweser liegt mit ihren beiden Quellflüssen Werra und Fulda

und den bedeutenderen Nebenflüssen Eder, Diemel und Werre in den Mittelgebirgen Thüringer Wald, Rhön, Vogelsberg, Rothaargebirge und Weser-Bergland. Nach Zusammenfluß von Werra und Fulda in Hannoversch-Münden durchfließt die Oberweser eine abwechslungsreiche Mittelgebirgslandschaft, die sie unterhalb der Porta Westfalica verläßt, als Mittelweser das Norddeutsche Flachland durchquert und ab Bremen als Unterweser der Nordsee zufließt.

Im Abflußgang unterliegt die Oberweser den jahreszeitlich wechselnden Abflußspenden ihres Einzugsgebietes mit einem in der Regel winterlichen Maximum, daß in dieser Jahreszeit durch höhere Niederschläge verursacht wird, aber bei winterlichen Warmlufteinbrüchen durch plötzlich eintretende Schneeschmelzen häufig noch zusätzlich verstärkt wird. Die niedrigsten Abflüsse liegen dagegen in der Regel in den Sommermonaten August und September. Nach HARR et al. (1979: 120) besitzt damit die Weser, ebenso wie Lahn, Main, Neckar und Mosel, ein pluvio-nivales Abflußregime. Extreme Hoch-

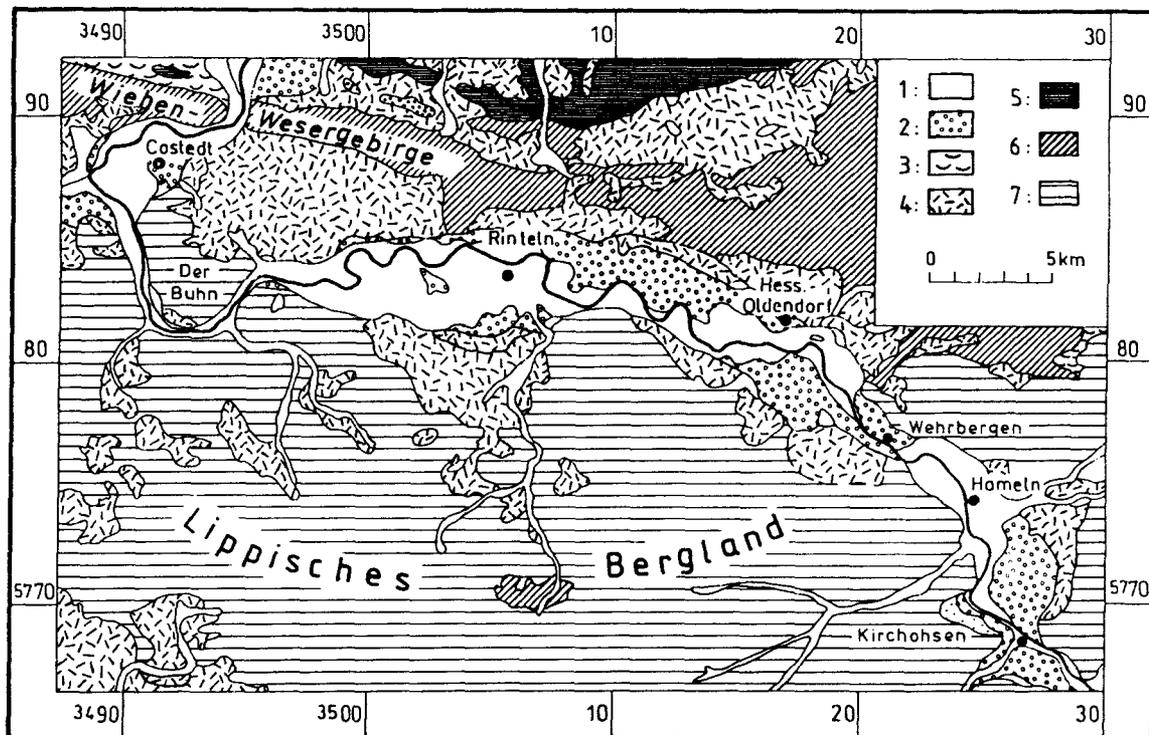


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte.

Legende: 1: Holozäne Talfüllung; 2: Jungpleistozäne Weserterrassen; 3: Fließberden; 4: Glaziäre und glazigene Sedimente; 5: Kreide; 6: Jura; 7: Trias

(Quelle: Geol. Karte von Niedersachsen 1 : 200. 000, Blatt CC 3918 Hannover, 1973;

Geol. Karte 1 : 100. 000, Blatt C 3918 Minden, 1982; MOSLER 1979; eigene Bearb.)

Tab. 1: Wasserspiegelstände (m. ü. NN) und extreme Hochwässer an der unteren Oberweser vor 1900
(Quelle: KELLER 1901/04)

Pegel	km	MW	Zeit	MHW	Zeit	HHW	Zeit	+MW
Grohnde	122,2	67,84	1871/1900	70,8	1871/1900	72,05	1890	4,20
Hameln	135,3	61,82	1871/1900	65,2	1871/1900	66,77	1881	4,95
Fuhlen	146,5	58,18	1876/1900	61,6	1876/1900			
Rinteln	163,3	52,27	1871/1900	55,6	1871/1900	56,72	1881	4,45
Eisbergen	168,7	50,07	1871/1900	53,6	1871/1900	54,51	1870	4,44
Vlotho	183,0	44,56	1871/1900	48,0	1871/1900	49,81	1881	5,27
Minden	203,2	38,04	1871/1900	41,2	1871/1900	43,1	1881	5,06

Pegel	Jahrhundert-Hochwasser (Jahr)
Grohnde	73,75 (1342); 73,60 (1643); 73,41 (1682)
Hameln	68,44 (1342); 68,32 (1643); 67,73 (1799)

fluten ereignen sich an der Oberweser in der Regel im Winter, wenn Niederschläge und Schneeschmelze zusammenfallen. Sie wurden in der Vergangenheit häufiger zusätzlich durch Eisgänge verstärkt

(GROTH 1944: 52 ff.; Tab. 1). Erstaunlicherweise trat das wohl höchste bekannte Hochwasser der Weser seit dem Hochmittelalter im Sommer auf und zwar im Juli 1342 (Tab. 1). Es erreichte in Hameln

eine Pegelhöhe von 68,44 m ü.NN und lag damit ca. 6,6 m über dem Mittelwasserspiegel der Periode 1871/1900 (KELLER 1901/04).

1.2. Forschungsstand

Die gegenwärtige Kenntnis der postdrenthezeitlichen Talgeschichte beruht weitgehend auf Untersuchungen aus der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts. Da hierzu zusammenfassende Literaturauswertungen u.a. bei SCHIRMER (1973, 1974) und HÄNDEL (1982) vorliegen, reicht im folgenden eine Beschränkung auf die wesentlichen Befunde und Deutungen.

Nach GRUPE (1916), SIEGERT (1921), NAUMANN (1922, 1927), NAUMANN & BURRE (1927) und MENSCHING (1950) sind in diesem jüngsten Zeitraum der Talgeschichte im unteren Oberwesertal zwei deutliche Talbodenniveaus ausgebildet worden. Ein oberes, nach MENSCHING (1950) früh- oder hochwürmzeitliches Niederterrassenniveau erhebt sich ca. 3 - 5 m über die heutige Aue. Letztere bildet das "untere Terrassenniveau". Der Kieskörper dieser "unteren Terrasse" wurde nach MENSCHING (1950: 46 f.), abgesehen von einzelnen, in den Ausmaßen geringfügigen holozänen Schotterumlagerungen, im Weichsel-Spätglazial aufgeschottert. Die auf der unteren Terrasse weitflächig verbreitete Auelehmedecke sieht er als Produkt holozäner Überflutungen. Dagegen hatte bereits NAUMANN (1924; 1927) im Raum Hessisch Oldendorf auf ausgedehntere und unterschiedlich alte Kiesablagerungen der Weser auch im Holozän hingewiesen.

Eine zusammenfassende und kritische Auswertung der Untersuchungen aus der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts zum Talbodenaufbau und zur Genese und Alterstellung von Auelehmen gibt REICHEL (1953) unter dem Titel "Auelehmforschung". Bis heute wird diskutiert, inwieweit Auelehme Produkt der menschlichen Siedlungstätigkeit sind (für das Mittelwesertal u.a. LIPPS & CASPERS 1990; CASPERS 1993), oder ein natürliches Teiglied der fluvialen Serie (SCHIRMER 1983, 1992; s.u.), wobei der feinklastische Anteil an der Flußfracht anthropogen bedingt in historischer Zeit stark zugenommen hat (Kap. 4.1.). Darüberhinaus ist auch die Vorstellung noch weit verbreitet, daß zwischen der Auenfazies und den unterlagernden Flußbettsedimenten ein längerer zeitlicher Hiatus bestände, daß also zunächst der Kieskörper abgelagert werde und dann ganz allmählich oder auch wesentlich später eine Auelehmedecke aufwachsen würde (Kap. 4.1.).

In den sechziger Jahren erkennen LÜTTIG (1960a), STRAUTZ (1959; 1963) und WORTMANN (1968a) eine feinere Differenzierung des postdrenthezeitlichen Talbodens im oberen Mittelwesertal unterhalb von Minden. Sie untergliederten den Talboden in bis zu zwei weichselkaltzeitliche Niederterrassenstufen (WORTMANN 1968a) und drei (LÜTTIG 1960a; WORTMANN 1968a) bzw. vier (STRAUTZ 1963) holozäne Auenstufen. Nach ihnen sind dort die holozänen Auenstufen mit ihren Akkumulationskörpern aus Kies, Sand und Auelehm in die Niederterrasse eingeschnitten und auch morphologisch durch einen ausgeprägten, z.T. mehrere Meter hohen Stufenrand deutlich abgesetzt. WORTMANN (1968a: 54 ff.) berichtet im Raum Minden-Petershagen zudem von prä-eemzeitlichen Weserablagerungen eines älteren Teils der Niederterrasse. Die jüngere, morphologisch weit verbreitete obere Stufe der Niederterrasse sieht er als hochglaziale Bildung an und vermutet für die tiefere Unterstufe eine weichselzeitliche Bildung nahe an der Wende Spätglazial/Holozän (WORTMANN 1968a: 60).

Mit der chronologischen Einstufung der drei von LÜTTIG (1960a) an der Mittelweser ausgeschiedenen holozänen Auelehme qh(1) bis qh(3) befassen sich neuere Untersuchungen von LIPPS (1988), LIPPS & CASPERS (1990) sowie CASPERS (1993). Während LÜTTIG (1960a: 43 f.) bereits von einer borealen und atlantischen Bildung des qh(1) - Auelehms als natürlicher Abschluß eines fluvialen Zyklus ausging, sehen sie die Ablagerung von Auelehmen erst seit der Bronze-/Eisenzeit als Folge menschlicher Rodungen und der dadurch ausgelösten Bodenerosion. Auch die auf ihrer spätglazialen Stolzenauer-Terrasse verbreiteten Hochflutlehme werden aufgrund von Pollenanalysen als überwiegend junge mittelalterliche qh(2) - Hochflut-/Auelehme angesehen (LIPPS & CASPERS 1990: 117). Da diese Hochflutlehme 2 - 3 m über der heutigen Aue liegen, die rezenten Hochwässer die angrenzende Stolzenauer Aue jedoch nur bis ca. 1 m Höhe überfluten, postuliert CASPERS (1993: 88) katastrophale mittelalterliche Hochwasserhöhen. Die Alterseinstufung der Auelehme basiert vor allem auf Pollenanalysen (CASPERS 1993: 86 f.). Es wird zwar darauf hingewiesen (CASPERS 1993: 86), daß es inzwischen durch neue Proben-Aufbereitungsmethoden möglich sei, Auelehme pollenanalytisch zu datieren, ein entsprechendes Diagramm aus einer Auelehmedecke ist leider bisher nicht veröffentlicht. Dagegen stellt ROTHER (1993: 40) an der oberen Oberweser fest, daß dort die Proben aus Auelehmen keinen auszuwertenden Pollengehalt aufwiesen. Die veröffentlichten Pollen-

diagramme (CASPER 1993) liegen in vertorften Auenrinnen. Es bleibt daher die Frage, ob die in Auelehmdecken erhaltenen Pollenkörner nicht bereits ein Ausleseprodukt der Bodenentwicklung (Entkalkung, Verbraunung etc.) sind, und ob diese nicht durch jungen Polleneintrag als Folge von Bioturbationen, sommerlichen Trockenrissen und anderen mechanischen Verlagerungen stark verjüngt sind, und damit nicht zur Datierung der Auelehme herangezogen werden können.

Bezüglich der Abflußdynamik der Mittelweser im Hoch- und Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit stellen LIPPS (1988: 85) und LIPPS & CASPER (1990: 113) fest, daß auf den Niederterrassenflächen bei Stolzenau ein höheres Niveau mit Rinnen und kleinen Paläomäandern eines verwilderten Flußsystems ("braided river") erhalten ist. Dagegen finden sich innerhalb der tiefergelegenen Niederterrassen-Oberfläche der sog. "Stolzenauer Terrasse" große Paläomäander eines mäandrierenden Weserlaufes. Dieser Umschwung vom verwilderten zum mäandrierenden Weserlauf fand an der Mittelweser spätestens im Alleröd, vielleicht aber schon während des Böllings statt (LIPPS & CASPER 1990: 111). CASPER (1993) belegt anhand pollenanalytischer Untersuchungen, einer ¹⁴C-Datierung (torfiger Sand) und durch den Nachweis der Laacher See-Tephra, daß einer dieser großen Paläomäander westlich von Stolzenau bereits im Alleröd mit Hochflutsedimenten verfüllt wurde.

Neuere Untersuchungen zur holozänen Flußdynamik der oberen Oberweser liegen von THOMAS (1993) aus dem Oberwesertal zwischen Hannoversch Münden und Gieselwerder vor. In diesem Talabschnitt durchbricht die Weser als überwiegend sehr enges, steilwandiges Tal das Solling-Gewölbe. Drei kleinere Talweitungen erstrecken sich unterhalb von Hannoversch Münden, bei Hemeln und oberhalb von Gieselwerder. THOMAS (1993) untergliedert in diesem Talabschnitt mit Hilfe von Bohrungen und Aufschlüssen drei Schotterkörper: einen "älteren" und einen "jüngeren Niederterrassenschotter" sowie einen jungen "Weserkies". Der ältere Niederterrassenschotter führt Kalksteine, während der jüngere kalksteinfrei ist (vgl. hierzu auch AMTHAUER 1972). Von diesen beiden "Niederterrassenschottern" grenzt THOMAS (1993) einen "Weserkies" ab, der ebenfalls Kalkgerölle führt. Von den beiden "Niederterrassenschottern" unterscheidet er sich nach THOMAS (1993: 31, 41) durch seine flußnahe Lage und durch das Auftreten von jungen Artefakten des 17. bis 19. Jh.. Eine mor-

phostratigraphische Verknüpfung der Schotterkörper liegt nicht vor. Für den älteren Niederterrassenschotter nimmt er eine hochglaziale Aufschotterung an, da dieser in einem Profil von einer Mudde mit spätglazialen Pollenspektrum überlagert wird (THOMAS 1993: 40). Berücksichtigt man, daß Mudden innerhalb primärer Auenrinnen auch annähernd syn-genetisch parallel zur weiteren Ausbildung des Terrassenkörpers im bereits angelagerten Hochflutbett sedimentiert werden können (Kap. 4.1.), dann könnte der unterlagernde "hochglaziale ältere Niederterrassenschotter" an der Lokalität mit der spätglazialen Mudde ebenso kurz zuvor noch im Spätglazial abgelagert worden sein. Auf der spätglazialen Mudde liegt nach THOMAS (1993: 40, Abb. 47) "jüngere Niederterrassenschotter". Dessen Bildung stellt er in den Zeitraum vom Spätglazial bis in das Mittelalter hinein. Dabei stützt er sich vor allem auf pollenanalytische Datierungen von Mudden, die an der Basis von mit Auensedimenten verfüllten Rinnen dem "jüngeren Niederterrassenschotter" aufliegen. Danach war der "jüngere Niederterrassenschotter" an einzelnen Lokalitäten bereits im Frühholozän (Präboreal), an anderer Stelle erst in der Bronzezeit abgelagert worden. An einem weiteren Standort findet er im "jüngeren Niederterrassenkörper" mittelalterliche Artefakte. Als jüngsten Schotterkörper differenziert er einen flußnah verbreiteten, kalkigen "Weserkies", der Glasscherben des 17. bis 19. Jh. führt (THOMAS 1993: 41, Abb. 31).

Neben diesen drei Schotterkörpern unterscheidet er verschiedene Auensedimentfazien wie Mudden, Auensande und Auelehme. Letztere untergliedert er in einen älteren, spätglazialen bis atlantischen Auelehm sowie in einen jüngeren Auelehm mit abschnittsweise bronze- bis eisenzeitlichem Alter. An anderer Stelle ist der jüngere Auelehm eine Akkumulation seit dem Mittelalter. Die Alterseinstufung der Mudden und Torfe stützt sich auf pollenanalytische Bearbeitungen, die Auelehme stuft er anhand ihrer stratigraphischen Lage und mit Hilfe von Einzelfunden ein. Die flächenhafte Ausbreitung des jüngeren Auelehms seit der Wende Subboreal/Subatlantikum sieht er einerseits als Folge anthropogener Rodungen der Hänge, andererseits als Folge veränderter klimatischer Parameter (THOMAS 1993: 64).

Seine Ausführungen zum sich ändernden flußmorphologischen Erscheinungsbild der Oberweser seit dem Hochglazial (THOMAS 1993: 47 ff., 59 ff., Tab. 7, Tab. 9) beruhen weitgehend auf Annahmen. Kenntnisse über das Schichtungsbild seiner

drei Terrassenschotter liegen aus einem Aufschluß vor (THOMAS 1993: 36, 43). Leider bezieht er die Oberflächenmorphologie nicht mit in seine Untersuchungen ein. Mit ihrer Hilfe kann manchmal, zum Beispiel bei lateralem Terrassenausbau durch einen sich seitlich verlagernden oder mäandrierenden Flußlauf anhand des Auftretens von primären Auenrinnenscharen und Paläomäandern, das Sedimentationsbild der unterlagernden Flußbettsedimente abgelesen werden. Keinesfalls sind die Lagerung und das Schichtungsbild von Auensedimenten als Ausdruck eines flußmorphologischen Erscheinungsbildes zu deuten, wie dies in der Tab. 7 bei THOMAS (1993) impliziert wird. Nach THOMAS (1993: 62) sind aufgrund der relativen Enge des Oberwesertales holozäne Auenterrassen als Ausdruck lateraler Mäanderbewegungen nicht vorhanden.

1.3. Untersuchungsmethoden

In allen Talabschnitten konzentrierten sich die Bearbeitungen auf die morpho- und pedostratigraphische Differenzierung der Talgrundterrassen, die geologische Lagerung ihrer Terrassenkörper, sowie deren sedimentologischen Auf- und Innenbau und Altersstellung. Neben gezielten Laborarbeiten (Tab. 2) und Archivauswertungen (Bohrarchive der Geol. Landesämter und Straßenbauämter, Ortsakten der Bodendenkmalpflege) lag daher der methodische Schwerpunkt auf verschiedenen Geländearbeiten.

Das Flußdiagramm in Abb. 3 soll den angewandten methodischen Ansatz zur Abgrenzung jungquartärer Flußterrassen verdeutlichen.

Ausgangspunkt der Bearbeitungen waren in den oben genannten Talweitungen zunächst geomorphologische Kartierungen. Da in allen Talabschnitten der unteren Oberweser die holozänen Terrassen als Reihenterrassen ein annähernd gleiches Oberflächenniveau besitzen, können sie durch die klassische, in den älteren Bearbeitungen angewandte niveaubezogene Kartiermethode morphologisch nicht abgegrenzt werden. Die Untergliederung der Reihenterrassen, in der Regel die Abgrenzung der holozänen Terrassen, erfolgte auf der Basis der von SCHIRMER (1983) erstellten und beschriebenen "nahtrinnenbezogenen Kartiermethode". Ergebnis der Anwendung beider Kartiermethoden ist eine morphostratigraphische Untergliederung des Talbodens in unterschiedlich alte Terrassenflächen, die mit Hilfe pedogener, sedimentologischer und geologischer Merkmale weiter charakterisiert werden können.

Bei den pedogenen Differenzierungsmerkmalen führt der Entwicklungsgrad der Böden zu einer zusätzlichen relativstratigraphischen Einstufung der Terrassen, da er bis zum Erreichen des Klimaxboden normalerweise von den jüngeren zu den älteren Terrassen hin zunimmt. Darüberhinaus ermöglicht die Erfassung terrassenspezifischer Bodentypen, wie zum Beispiel Feuchtschwarzerden oder unter jünge-

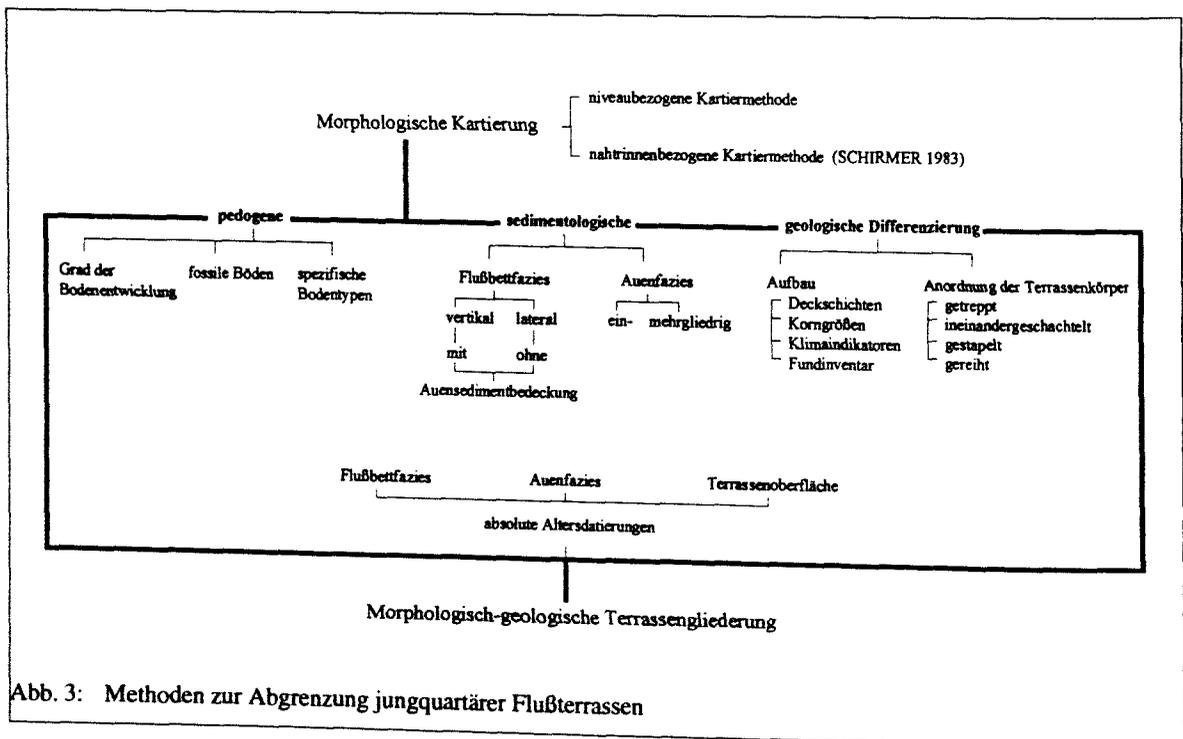


Abb. 3: Methoden zur Abgrenzung jungquartärer Flußterrassen

Tab. 2: Labormethoden

Korngrößenanalyse der Schotter:	Naßsiegung mit quadratischen Rundlochsieben in 7 bzw. 12 Fraktionen
Korngrößenanalysen der Sande:	Naßsiegung mit Laborsiebmaschine Retac 3D und Prüfsieben von 220 mm Durchmesser in 7 Fraktionen
Korngrößenanalysen des Pelits:	Pipettmethode nach KÖHN & KÖTTGEN mit Hilfe eines Sedimentationsautomaten
Karbonatgehalte:	gasvolumetrisch nach SCHEIBLER (beschr. u.a. in KÖHLER 1973, KRETZSCHMAR 1991)
Kohlenstoffgehalte	kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat (nach RIEHM & ULRICH 1954)
Gesamteisengehalte	titrimetrisch nach HÄDRICH (1970), modifiziertes Aufschlußverfahren mit Hilfe konz. NaOH- und KOH-Plätzchen im Verhältnis 1 : 1
dith. Eisen	titrimetrisch nach COFFIN (1963)

ren Hochflutsedimenten begrabene fossile Böden, paläoökologische Aussagen zur Hochflutdynamik, zur Lage des Grundwasserspiegels und andere mehr. Die Erfassung der kräftigsten Bodenentwicklung auf den Einzelterrassen war neben der Bearbeitung vorhandener Aufschlüsse häufig nur durch im Mittel 1,5 - 2,0 m tiefe Handbohrungen möglich. Dabei wird das Auffinden der intensivsten terrestrischen Bodenentwicklung auf einer Terrassenfläche über Bohrungen dadurch erschwert, daß diese von jüngeren Hochflutsedimenten mit schwächeren Bodenentwicklungen überdeckt sein kann oder im Zuge nachfolgender Hochflutdynamik stark oder vollständig erodiert wurde. Da im Rahmen großflächiger Kartierungen von Auenterrassen die stratigraphische Einstufung der morphologisch abgegrenzten Einzelterrassen häufig nur anhand der Bodenentwicklung - also über die Pedostratigraphie - möglich ist, kann eine Altersunterschätzung nicht immer ausgeschlossen werden. Sofern nicht weitere Hinweise, wie zum Beispiel absolute Altersbelege aus dem Terrassenkörper vorliegen, ist in den Kartierungen (Abb. 9 - 12) die stratigraphische Einstufung der holozänen Terrassen als Mindestalter anzusehen.

Ein wichtiges sedimentologisches Differenzierungsmerkmal ist bei der Flußbettfazies, ob diese großbogig lateral geschichtet ist oder weitgehend mit Horizontal- und Trogschichtung vertikal aufgeschottert wurde. Ein großbogig schräggeschichteter Schotterkörper ist das typische Sedimentationsbild des "Mäander-Flußtyps". Es entsteht im Zuge seitlicher Verlagerungen eines Hauptstromstriches, wobei der Flußverlauf gestreckt, aber auch gewunden sein kann und häufiger auch einzelne Flußlaufverzweigungen besitzt. Vorwiegend horizontal- und

troggeschichtete Flußbettsedimente repräsentieren dagegen den breitbettigen, in zahlreiche Einzelarme aufgegliederten "verwilderten" Flußtyp, der auch in der deutschen Literatur als "braided river"-Flußtyp bezeichnet wird.

Die geologische Differenzierung betrachtet vor allem den Aufbau und die räumliche Lagerung der Terrassenkörper. Neben der Bearbeitung von Aufschlüssen, in denen im unteren Oberwesertal in der Regel nur wenige Meter der hangenden Bereiche der Terrassenkörper oberhalb des Grundwasserspiegels einsehbar sind, liegen aus dem Talabschnitt Wehrbergen - Großenwieden zahlreiche Bohrprotokolle von Baumaßnahmen und Grundwassererschließungen vor (Tab. 1a,b im Anhang). Sie wurden von verschiedenen Behörden zur Verfügung gestellt. Ihre Auswertung ermöglicht Kenntnisse zur Tiefe und Mächtigkeit des Talgrundquartärs und zur Höhenlage der kiesigen Flußbettfazies in den Einzelterrassen. Die Terrassenbasis war lediglich in zwei Aufschlüssen bei tiefem spätsommerlichen Grundwasserstand einsehbar, die Deckschichten sind dagegen in allen Kiesgruben gut aufgeschlossen.

Alle diese Einzelmerkmale zusammen führen zur einer relativstratigraphischen Terrassenabgrenzung. Absolute Altersdatierungen wie zum Beispiel ¹⁴C- oder dendrochronologische Datierungen der in den Terrassenkörper eingesedimentierten Hölzer, aber auch die Einlagerung von Artefakten und Faunen ermöglichen dann eine genauere Alterseinstufung. Vor allem bei den jüngeren Holozänterrassen geben zudem Flurnamen und Siedlungsgründungen als "terminus ante quem" weitere Altershinweise für deren Ausbildung. Darüberhinaus liegen aus Kies-

gruben des unteren Oberwesertales zahlreiche ^{14}C -Datierungen an subfossilen Eichen vor, die Anfang der siebziger Jahre von SCHMIDT (1973; 1977) geborgen und von FREUNDLICH (1977) mit Hilfe der Radiokohlenstoff-Methode datiert wurden. Die Kartierungen wurden daher räumlich so angelegt, daß die Kiesgruben, aus denen zahlreiche Holzalger vorliegen, mit eingebunden wurden. Einzelne ^{14}C -Datierungen wurden zudem von GEYH (Niedersächsisches L.-Amt für Bodenforschung in Hannover) durchgeführt. Die bisher aus den Terrassen geborgenen Flußfunde konnten mit Hilfe der Fundregistaturen der Denkmalpflege in Bielefeld (Westfälisches Amt für Denkmalpflege) und in Hannover (Niedersächsisches Landesverwaltungsamt, Institut für Denkmalpflege) zusammengestellt werden. Wichtige Informationen zum Alter von Flurnamen im Raum Hessisch Oldendorf finden sich vor allem bei MAACK (1974).

Aus diesen Einzelschritten resultiert die morphologisch-geologische Terrassengliederung eines untersuchten Talabschnittes, wie sie stärker generalisiert in den Abb. 9 - 12 dargestellt ist.

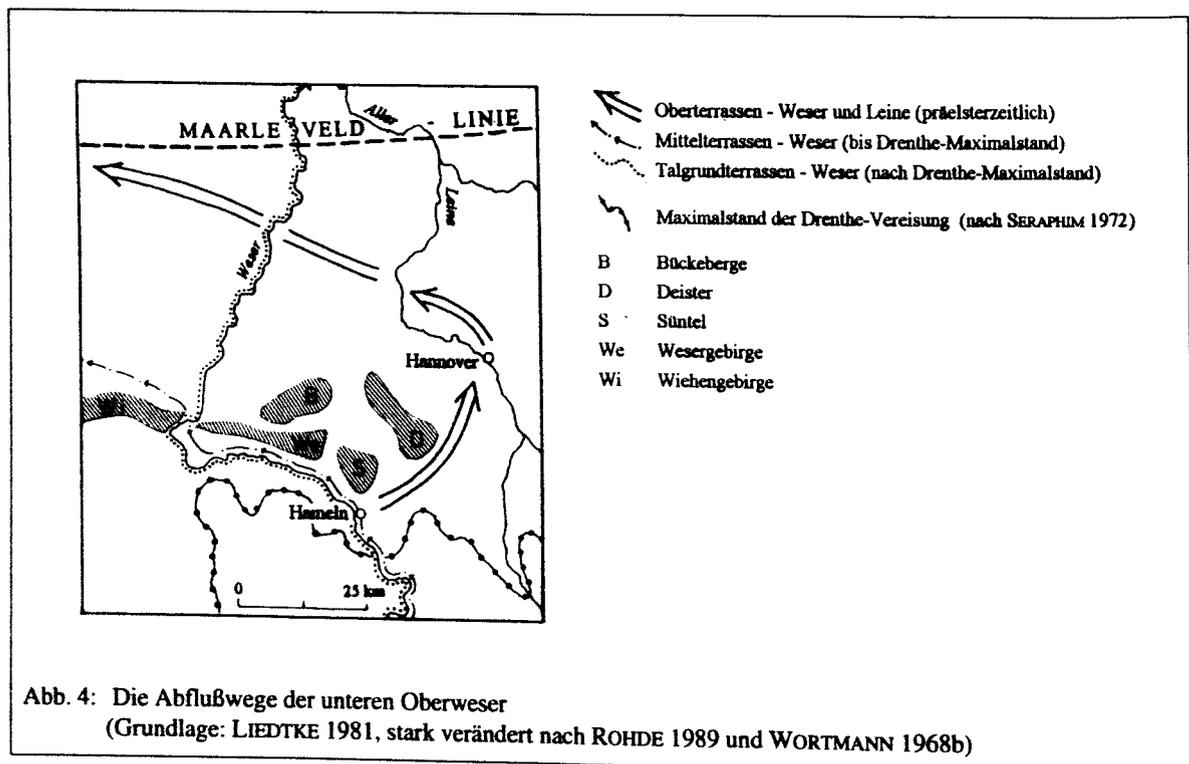
2. Die alt- und mittelpleistozäne Talentwicklung

Nach der letztmaligen Meerestransgression bis in diesen Raum im Oberoligozän (oberoligozäner Kü-

stenverlauf u.a. in: HAAS 1991: Abb. 38) entwickelte sich das Flußsystem der Oberweser. Im Oberwesertal oberhalb von Hameln konnte ROHDE (1989) aufzeigen, daß die Weser im Laufe der tertiären und quartären Heraushebung des Mittelgebirges und der dadurch ausgelösten sukzessiven Taleintiefung Flußablagerungen in mindestens elf pleistozänen Terrassenniveaus hinterlassen hat. Dabei dürften die jüngsten acht Terrassenkörper nach paläomagnetischen Untersuchungen wahrscheinlich jünger als die Matuyama-Brunhes-Grenze sein, eventuell auch seit dem Jaramillo-Event, also ungefähr in den letzten 900.000 Jahren entstanden sein (ROHDE 1989: 48 f.; FROMM 1989).

2.1. Fluviale Formung

Bis zur Elster-Kaltzeit floß die Weser von Hameln aus nach Nordosten in Richtung Hannover (Abb. 4) und verließ über die Hamelner Pforte den Mittelgebirgsraum (LÜTTIG 1954; WORTMANN 1968b; ROHDE 1983, 1989: Tab. 2). Im Hamelner Raum werden Weserablagerungen aus dieser Zeit im Sinne von GRUPE (u.a. GRUPE 1913, 1916, 1926) als Oberterrassen bezeichnet (s.a. LÜTTIG 1954: 67 ff.). Die Problematik der Ober- und Mittelterrassengliederung im Talraum oberhalb von Hameln ist jüngst von THIEM (1988) behandelt worden.



Die Weserablagerungen unterhalb von Hameln sind sehr wahrscheinlich nicht älter als das Elster-Glazial (s.u.), da sie vereinzelte nordische Gerölle führen (u.a. KULLE 1985; RÖHM & GRÖTZNER 1986; SIEGERT 1921: 117 f.; SOERGEL 1939: 224 f.) und auch im Schwermineralspektrum nordische Anteile besitzen (HENNINGSEN 1988; RÖHM & GRÖTZNER 1986). Man nimmt an, daß das nordische Inlandeis in der Elster-Kaltzeit den Abfluß über die Hamelner Pforte verhinderte, und dadurch die Oberweser von Hameln aus dem heutigen Wesertal nach Westen folgend Richtung Porta Westfalica abgelenkt wurde (u.a. LÜTTIG 1954; WORTMANN 1968a, 1968b, 1987). Dabei ist nicht bekannt, welches Flußsystem der Weser den Weg Richtung Wehrbergen - Porta Westfalica vorgezeichnet hat. Die Porta Westfalica selbst ist neben Subrosion wahrscheinlich tektonisch vorgezeichnet.

Im Gegensatz zum heutigen Weserlauf nahm diese "Mittelterrassen-Weser" westlich von Rinteln nicht den Weg nach Süden um den Buhn, sondern floß ab Eisbergen direkt nach Nordwesten zur Porta Westfalica (Abb. 4). Nach WORTMANN (1987) reichte ihre Flußbettsohle dort 15 - 20 m unter die rezente Aue. Er geht davon aus, daß der Mittelterrassenkörper bis zum Drenthe-Maximalstand in eine Höhenlage von 25 - 30 m über der Talaue aufgeschottert wurde. Vor allem aufgrund schotterpetrographischer Unterschiede innerhalb des Mittelterrassenkörpers sieht WORTMANN (1987: 96) eine Zweigliederung in einen liegenden älteren Mittelterrassenschotter mit geringem bis fehlendem nordischen Geröllanteil und einen hangenden jüngeren Oberen Mittelterrassenschotter mit leicht erhöhtem nordischen Anteil. Nach RÖHM (1985) sind beide Mittelterrassenschüttungen durch eine kräftige Bodenbildung in Form einer tiefreichenden Entkalkung getrennt. Auch aus der Hamelner Talweitung berichtet LÜTTIG (1958: 424, 1960b: 362) von einer Zweiteilung des Mittelterrassenkörpers durch eine Schlufflage mit Anzeichen fossiler Bodenbildung. In diesen 25 - 30 m über der heutigen Aue aufgehöhten Mittelterrassenkomplex erodierte die Weser dann nach WORTMANN (1987) bis zum Drenthe-Maximalstand die jüngere untere Mittelterrasse in 10 - 15 m über der Talaue. Auf den Mittelterrassen sind glaziale, fluvioglaziale und glazilimnische Ablagerungen der drenthezeitlichen Vereisung dieses Raumes verbreitet (s.u.).

Erst mit Abschmelzen des Drenthe-Inlandeises nahm die Weser im Talraum westlich von Rinteln ihren heutigen Verlauf südlich des Buhns zur Porta

Westfalica ein (Abb. 4). Wahrscheinlich durch Übertragung seiner Untersuchungsergebnisse aus dem Raum Minden nimmt WORTMANN auch für den relativ jungen Weserlauf südlich des Buhns an, daß postdrenthezeitlich dort zunächst eine warthezeitliche "Ältere Niederterrasse" gebildet wurde und dann eine (WORTMANN 1987: 97 f.) bzw. zwei (WORTMANN 1982: 44 f.) weichselzeitliche jüngere Niederterrassen aufgeschottert wurden. DRIEVER (1921: 15 ff.) und MIOTKE (1971: 227 ff.) beschreiben aus diesem Talabschnitt mehrere Terrassenniveaus bis in über 45 m über Fluß, deren Alter aber unbekannt ist.

2.2. Die nordischen Inlandvereisungen im unteren Oberwesertal

Zahlreiche Bearbeiter haben sich seit Beginn dieses Jahrhunderts intensiv mit den Ablagerungen und vor allem mit der Frage nach den Ausdehnungen der nordischen Inlandvereisungen im unteren Oberwesertal befaßt. Eine Zusammenstellung der Aufschlußbeschreibungen und des Literaturstandes befindet sich bei KALTWANG (1992). Der gegenwärtige Kenntnisstand zur Lage der Vereisungsgrenze beruht vor allem auf den Arbeiten von LÜTTIG (1954, 1958, 1960b) und SERAPHIM (1972) und wurde in letzter Zeit von KALTWANG (1992) erneut überprüft. Danach erreichte das nordische Inlandeis erstmalig in der Elster-Kaltzeit das untere Oberwesertal. Zwar sind elsterzeitliche glaziale und eisrandnahe Sedimente aus dem unteren Oberwesertal bisher nicht bekannt (s.u.), aber die in den prä-drenthezeitlichen Mittelterrassenkörpern enthaltenen nordischen Gerölle und Schwerminerale belegen, daß zeitweise Schmelzwässer der Elster-Vereisung das Wesertal bei Hameln erreicht haben. Nach Funden nordischer Geschiebe nimmt man an, daß der Elster-Maximalstand im Hamelner Raum wahrscheinlich wenige Kilometer über das untere Oberwesertal hinaus bis in die südlich gelegenen Seitentäler des Lippischen Berglandes gereicht hat (u.a. KALTWANG 1992).

Im Gegensatz zur Elster-Vereisung ist das Drenthe-Glazial im unteren Oberwesertal durch verschiedene glaziale, glazifluviatile und glazilimnische Ablagerungen belegt. Während des Maximalstandes war das Oberwesertal unterhalb von Hameln vom Eis bedeckt. Die südlichste Vereisungsgrenze reichte nach dem Vorkommen glaziärer Sedimente und Geschiebeanhäufungen weit über das untere Oberwesertal hinaus bis ins südlich gelegene Lippische Bergland hinein (Abb. 5).

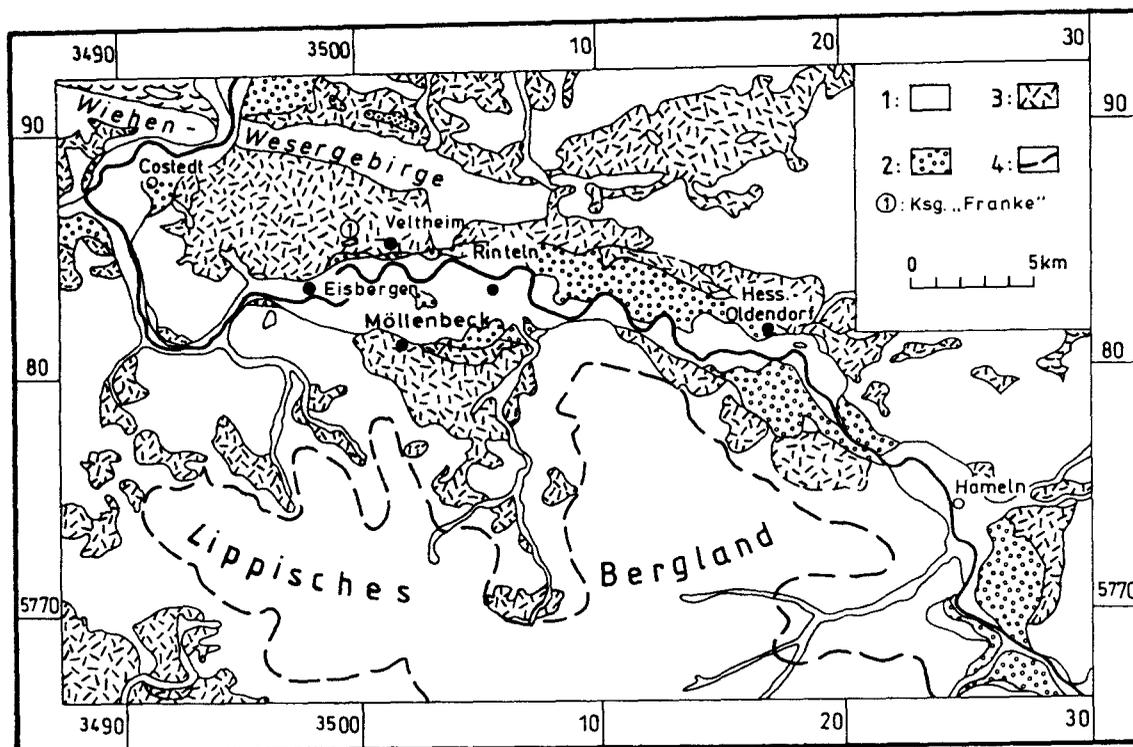


Abb. 5: Karte der Verbreitung glaziärer Ablagerungen (unregelmäßiges Strichraster) und die südlichste Ausdehnung der Drenthe-Vereisung nach SERAPHIM 1972 (gestrichelte Linie).

Legende: 1: Quartär und Präquartär, ungliedert; 2: Jungpleistozäne Terrassen der Weser; 3: Glaziäre und glazigene Sedimente; 4: südlichste Ausdehnung der Drenthe-Vereisung nach SERAPHIM 1972 (Quelle: Geol. Karte von Niedersachsen 1 : 100.000; MOSLER 1979: Karte 3; SERAPHIM 1972; eigene Bearbeitungen)

Als Hinterlassenschaften einer wechselhaften drenthezeitlichen Vergletschungsgeschichte sind im unteren Oberwesertal neben glazialen zum Teil mächtige glazifluviale und glazilimnische Eisrandbildungen erhalten. Die ältere Literatur mit ihren Aufschlußbeschreibungen ist für den Talraum oberhalb von Rinteln von KALLWANG (1992) zusammengestellt und ausgewertet. Für das Wesertal unterhalb von Rinteln liegen außer Diplom-Arbeiten (u.a. KULLE 1985, RÖHM 1985) keine Neubearbeitungen vor. Einzelne der derzeitigen Aufschlüsse sind im Deuqua-Exkursionsführer (ROHDE 1986) beschrieben. Die tiefste Lage im Tal besitzen glaziale und eisrandnahe Ablagerungen der Drenthe-Vereisung im Raum Veltheim - Eisbergen unterhalb von Rinteln (Abb. 5). Sie sind dort derzeit in der Kiesgrube "Franke" aufgeschlossen (großräumige Lage in Abb. 5) und von RÖHM (1985) sowie RÖHM & GRÖTZNER (1986) zuletzt beschrieben worden (Abb. 6).

In diesem Kiesgrubenareal wird der Mittelterrassenkörper der Weser von der Drenthe-Grundmoräne und/oder von jüngeren sandreichen Abschmelz-

kiesen, in denen zahlreiche nordische Geröllen (vor allem Feuersteine) auftreten (Abb. 6: Fazies qD/gf), diskordant überlagert. Die Drenthe-Grundmoräne ist derzeit in der neuen Kiesgrube aufgeschlossen. Sie überlagert dort einen kalkhaltigen, horizontal und troggeschichteten Mittelterrassenkörper der Weser. Die Oberfläche der Drenthe-Ablagerungen liegt bei ca. 59 - 60 m ü. NN, also lediglich 6 m über der heutigen Weseraue bzw. 10 m ü. MW (Abb. 7). Bis zur heutigen Oberfläche folgen dann noch im Mittel 0,8 - 1,3 m mächtige Lößdeckschichten aus der letzten Kaltzeit (Abb. 6: Fazies qW/Lol). Die holozäne Bodenbildung ist in der Regel eine Parabraunerde, bei sandreicherer Lößfazies auch eine Bänderparabraunerde, die den tieferen Lößdeckschichten eine rötlichbraune Bt-Bänderung verleiht. Am Profilstandort 1 (Abb. 6) hat sich die Tondurchschlämmung erst an der Basis des weichselzeitlichen Löß gefangen und bildet dort einen 0,3 m mächtigen Bt-Horizont. Der darunterliegende Drenthe-Kieskörper ist in den hangenden Partien wahrscheinlich nicht nur im Holozän, sondern aufgrund der Verwitterungstiefe bereits eemzeitlich verbraunt und entkalkt worden. Erst am Profilstandort 2b, in der diese Kiese

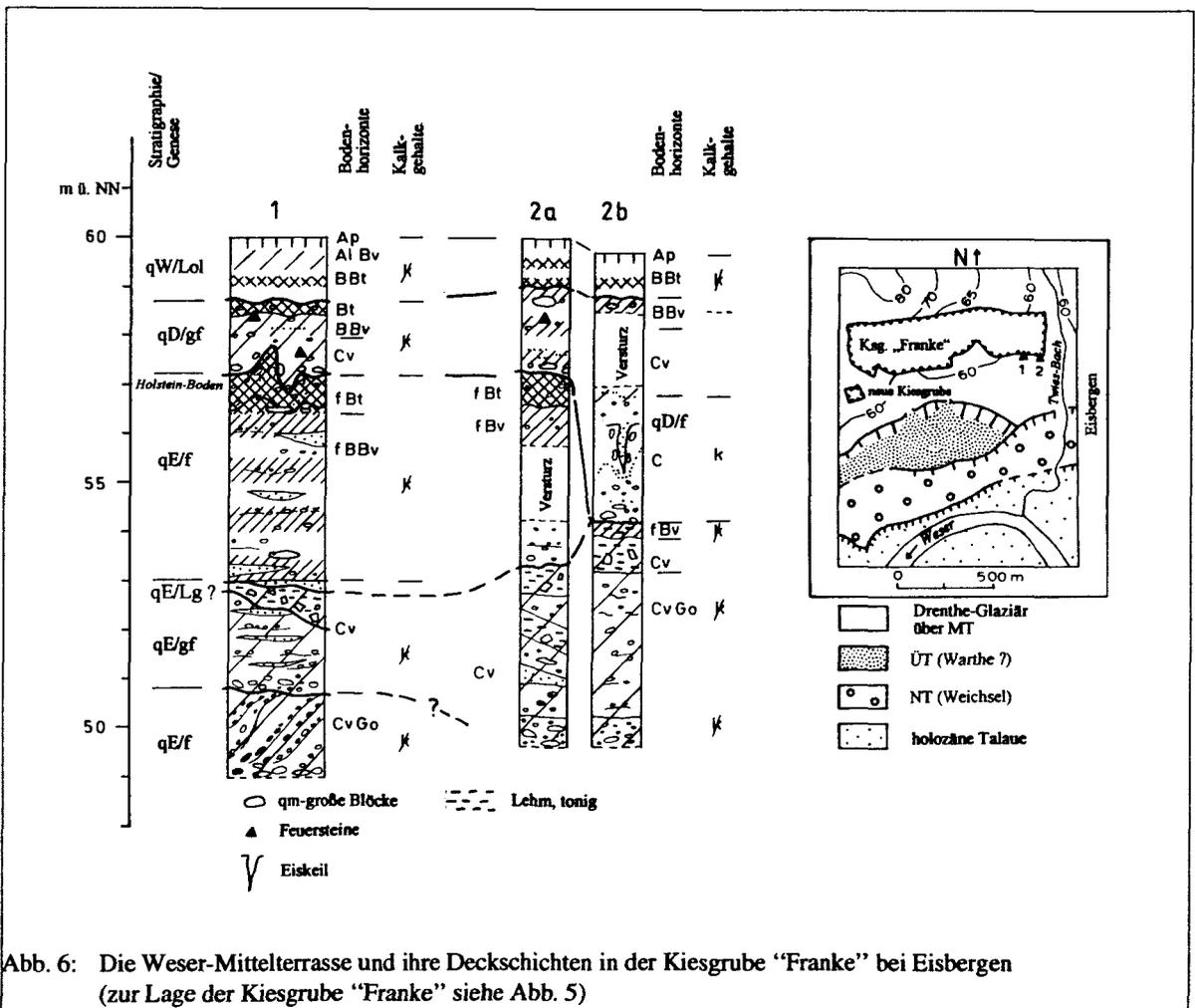


Abb. 6: Die Weser-Mittelterrace und ihre Deckschichten in der Kiesgrube "Franke" bei Eisbergen (zur Lage der Kiesgrube "Franke" siehe Abb. 5)

eine tiefe Rinne ausfüllen, sind die liegenden Kiese noch kalkhaltig. Sie dürften aufgrund ihrer Lagerung und ihrer Kalksteinführung dem "frühdrenthezeitlichen Mittelterrassenkörper" (qD/f) von RÖHM & GROETZNER (1986) entsprechen. Nach ihnen führen diese MT-Kiese in der Fraktion 6,3 - 20 mm zwischen 13% bis 41% Kalksteine. Der hangende Bereich, in dem zahlreiche Feuersteine auftreten, entspricht dann deren drenthezeitlichen Fluvioglazialschottern (qD/gf). Infolge Versturz war im Profil 2 b der Kontakt zwischen den beiden petrographisch unterschiedlichen Kieskörpern nicht einsehbar, so daß unbekannt ist, ob zwischen beiden Kiesfazies eine Diskordanz oder ein kontinuierlicher Übergang besteht. Nach RÖHM & GROETZNER (1986: 7) wird der "frühdrenthezeitliche Mittelterrassenkörper" von einem 4 m mächtigen kalksteinfreien Weserkies unterlagert, den sie daher als holsteinzeitlich entkalkt in die späte Elster-Kaltzeit einstufen (Abb. 6: Fazies qE/f). Diese holsteinzeitliche Bodenbildungsphase war in den beiden Profilstandorten 1 und 2a in Form einer fossilen Parabraunerde aufgeschlossen (Abb. 6: *Holstein-Boden*). Der gekappte rötlich-

braune Unterboden der fossilen Parabraunerde besitzt dort eine maximale Mächtigkeit von 0,7 m und ist mit den Basisschichten des überlagernden drenthezeitlichen Fluvioglazials verwürgt worden. Im Zuge dieser interglazialen Bodenbildungsphase wurde der darunterliegende Kieskörper mindestens bis zum derzeitigen Grundwasserpegel entkalkt. Noch bis in 4 m oberhalb des Grundwassers durchziehen ihn gebänderte Verbraunungshorizonte (BBv-Horizonte). Nach RÖHM & GROETZNER (1986) besitzt der elsterzeitliche Kieskörper zwar im Geröllspektrum keine nordischen Anteile, bei den Schwermineralen ist jedoch ein nordischer Anteil vorhanden. Am Profilstandort 1 ist der elsterzeitliche Kieskörper am mächtigsten aufgeschlossen. Er zeigt dort bereits allein vom Schichtungsbild her eine Dreigliederung. Die grundwassernahe Basisfolge besitzt eine großbogige Schrägschichtung mit zahlreichen matrixarmen Schotterlagen, wobei an der Basis zahlreiche Blöcke auftreten. Darüber folgt ein ca. 2 - 2,5 m mächtiger Sedimentkörper aus einem basalen 0,5 m mächtigen Blockschotter, der von horizontalgeschichteten, sandigen Grobkiesen über-

lagert wird. Den Abschluß bildet ein 0,5 - 1,2 m mächtiges Lehmband von steifer Konsistenz, in dem völlig unregelmäßig zahlreiche Kiese und Blöcke mit Kantenlängen bis zu 30 cm eingelagert sind. Auch an den Profilstandorten 2a und 2b waren ein bzw. zwei derartige Lehmhorizonte in stratigraphisch ähnlicher Position aufgeschlossen. Vom Habitus ähneln diese Horizonte sehr der Drenthe-Grundmoräne, wie sie in der neuen Kiesgrube dem Mittelterrassenkörper aufliegt. Während jedoch dort im drenthezeitlichen Geschiebelehm häufig nordische Geschiebe, wie Feuersteine, eingelagert sind, konnten in diesen grundmoräneähnlichen Horizonten keine nordischen Gerölle gefunden werden. Dennoch bleibt für diese Horizonte aufgrund ihres Habitus nur eine Ansprache als Geschiebelehm. Eine fluviatile oder limnische Genese ist aufgrund der völlig unsortierten und unregelmäßigen Einlagerung von Kiesen und Blöcken aller Korngrößen ausgeschlossen. Aufgrund ihrer Lagerung scheidet auch eine frostmechanische Durchknetung, etwa von tonigen Auensedimenten und Weserkiesen, aus. Sollten zukünftige Aufschlußbeobachtungen diese Ansprache als einen elsterzeitlichen Geschiebelehm bestätigen (Abb. 6: qE/Lg ?), dann sind die am Profilstandort 1 nahe des Grundwassers aufgeschlossenen großbogig schrägschichteten Weserkiese und ebenso die noch bis zur Quartärbasis in ca. 35 - 40 m ü. NN (WORTMANN 1987: Abb. 1; RÖHM 1985: Beilage) folgenden Mittelterrassenkiese älter als der jüngste Elster-Maximalstand in diesem Raum.

3. Die morphologisch-geologische Gliederung des Talgrundes

Die im Drenthe-Hochglazial im unten Oberwesertal hinterlassenen glazialen und eisrandnahen See- und Schmelzwasser-Ablagerungen bilden eine wichtige Zeitmarke zur Abgrenzung des jungquartären Talbodenbereiches von älteren, prädrenthezeitlichen Sedimenten. Ältere Flußablagerungen, wie die mittelpleistozänen Mittelterrassen der Weser, werden von ihnen überlagert. Andererseits reichen drenthezeitliche Glazialablagerungen, wie oben dargestellt, im Raum Eisbergen bis auf ca. 6 m über die heutige Weseraue hinab (Abb. 7), das sind ca. 10 m über dem Talmittelwasserspiegel (MW = Mittelwasserspiegel der Jahresreihe 1871/1876 - 1900 nach KELLER (1901) bezogen auf die Tallänge). Dadurch ist gesichert, daß nach ihrer Ablagerung, also nach dem Maximalstand der Drenthe-Vereisung, die Weser im Mittelgebirgsraum bereits ein Talniveau unterhalb von ca. 6 m über der heutigen Talaue besaß (Abb. 7),

so daß auch extreme Hochwässer diese tiefliegenden Talrandflächen nicht mehr erreichten.

Alle jüngeren Weserablagerungen liegen damit unterhalb dieses "Drenthe-Niveaus". Sie können von ihrer morphologischen Erhebung her vereinfacht zwei bis drei unterschiedlich hohen Talbodenniveaus zugeordnet werden: dem Übergangsterrassen-, dem Niederterrassen- und dem holozänen Auenniveau (Abb. 7). Das Niveau der Übergangsterrasse entspricht in der Verbreitung häufig MENSCHINGS (1950: Karte 5) "oberer Niederterrasse" bzw. der "JII-Terrasse" von SIEGERT (1921). NAUMANN (1927: 31 f.) stellt sie im Raum Hessisch Oldendorf zur unteren Terrasse: als "lokale Zwischenstufe der unteren Terrasse" oder als schwemmlößbedeckter Randbereich der unteren Terrasse. Das Auen- und das Niederterrassenniveau wurde bisher weitgehend als "untere Terrasse" und "Alluvium" (GRUPE 1916; NAUMANN 1922; 1927; NAUMANN & BURRE 1927; MENSCHING 1950) bzw. von SIEGERT (1921) als "Pc- bis Pa-Stufen" bezeichnet.

Dieser vereinfacht gesehen zwei- bis dreigliedrige "jungquartäre" Talbodenbereich besteht, wie die folgenden Ausführungen belegen, jedoch aus wesentlich mehr Akkumulationskörpern und Terrassenflächen. Wie in Abb. 7 für den Talabschnitt Wehrbergen - Rinteln schematisch dargestellt, können innerhalb des Talbodens neben der Übergangsterrasse bis zu sieben holozäne Auenterrassen und drei unterschiedlich alte Niederterrassen verbreitet sein (Abb. 7).

Die kiesigen Flußbettsedimente der Auenterrassen wurden im Holozän abgelagert (H = holozäne Terrasse) und die der Niederterrassen (NT = Niederterrasse, Weichsel) in der letzten Kaltzeit. Die Übergangsterrasse ist älter als die hochglaziale NT 1. Ihre Deckschichten geben Hinweise auf eine mindestens frühweichselzeitliche Altersstellung. Wahrscheinlich dürfte sie bereits warthezeitlich ausgebildet worden sein (s.u.). Da diese Terrasse den morphologischen Übergang zwischen den Nieder- und Auenterrassen des Talgrundes und den Mittelterrassen des Talhanges bildet, wird sie hier in Anlehnung an eine eventuell zeitlich entsprechende Terrassenbildung im Alpenvorland (SCHELLMANN 1988) ebenfalls als "Übergangsterrasse" bezeichnet.

Die Abb. 7 zeigt darüberhinaus die weitere Untergliederung der drei großen Talbodenniveaus in verschiedene Terrassenkörper, wobei wichtige sedimentologische Charakteristika eingezeichnet sind

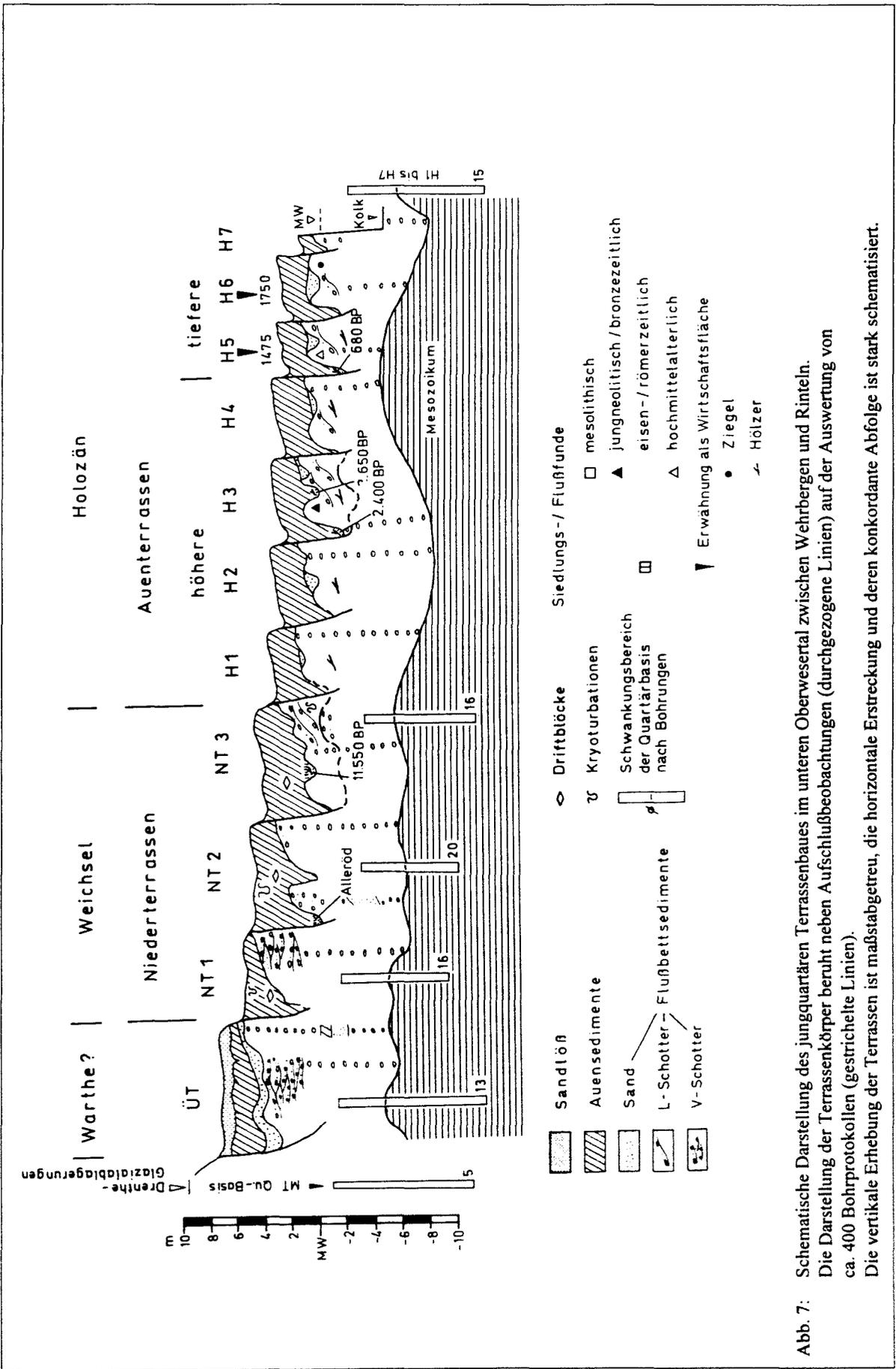


Abb. 7: Schematische Darstellung des jungquartären Terrassenbaues im unteren Oberwesertal zwischen Wehrbergen und Rinteln. Die Darstellung der Terrassenkörper beruht neben Aufschlußbeobachtungen (durchgezogene Linien) auf der Auswertung von ca. 400 Bohrprotokollen (gestrichelte Linien). Die vertikale Erhebung der Terrassen ist maßstabgetreu, die horizontale Erstreckung und deren konkordante Abfolge ist stark schematisiert.

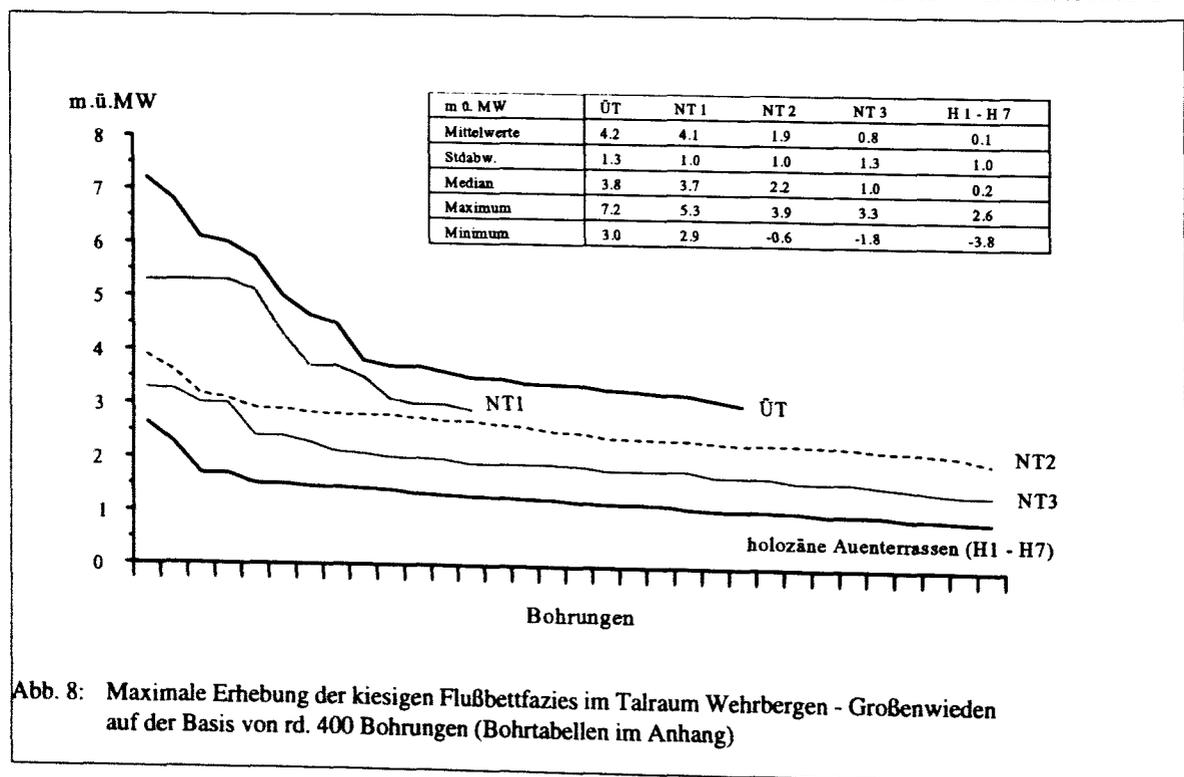
sowie einige absolute Alter ebenfalls vermerkt wurden. Rein schematisch ist sowohl die räumliche Ausdehnung der Einzelterrassen als auch das konkordante Aneinandergrenzen dieser Terrassensequenz von der heutigen Weser zum Talrand hin dargestellt. Die Abbildung basiert auf den großräumigen Kartierungen in den zentralen Bearbeitungsräumen (Abb. 9 - 12), sowie auf den Ergebnissen der Aufschlußbearbeitungen und Archivauswertungen. Die Darstellung der Terrassenkörper beruht neben Aufschlußbeobachtungen vor allem auf der Auswertung von rd. 400 Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Raum Hessisch Oldendorf. In den anderen Talabschnitten existieren leichte Abweichungen nicht nur, was die Anzahl der dort heute noch erhaltenen Einzelterrassen angeht, sondern auch in Bezug auf deren Oberflächenerhebung über dem heutigen Flußspiegel (s.u.). Infolge subrosiver Auslaugungen im Untergrund reicht die quartäre Talfüllung in der Hamelner Talweitung, wie bereits erwähnt, wesentlich tiefer.

3.1. Das holozäne Auenterrassenniveau

Innerhalb des im Überflutungsbereich gelegenen, das heutige Weserbett begleitenden Auenniveaus können bis zu sieben lateral gewachsene holozäne Einzelterrassen (H 1- bis H 7-Terrassen) verbreitet sein. Von den Niederterrassen unterscheiden sie sich bereits durch die tiefere Lage ihrer Terrassenkörper,

durch deren kleinräumigen, lateral gewachsenen Innenbau, aber auch pedostratigraphisch anhand des unterschiedlichen Intensitätsgrades der maximalen Bodenüberprägung ihrer Oberflächen. Als Reihenterrassen haben sie generell betrachtet eine annähernd gleiche Höhenlage. Im Talabschnitt Wehrbergen - Rinteln liegen ihre Oberflächen außerhalb der Auenrinnen bei ca. 3 - 4 m ü. MW. Lediglich die H 7-Terrasse - das derzeitige Hochflutbett der Weser - liegt in allen bearbeiteten Talabschnitten durchschnittlich 2 m tiefer. Innerhalb der übrigen sechs Auenterrassen deutet sich häufig eine weitere topographische Zweiteilung in die Gruppe der "höheren Auenterrassen" mit den H 1- bis H 4-Terrassen an und den stärker reliefierten, wohl auch insgesamt um Dezimeterbeträge niedriger gelegenen "tieferen Auenterrassen" mit den beiden H 5- und H 6-Terrassen. Vereinzelt sind innerhalb der holozänen Aue höhere Niederterrasseninseln erhalten, so zum Beispiel ein kleinräumiges Vorkommen südöstlich von Hessisch Oldendorf (Abb. 10): Auch der unterhalb von Rinteln gelegene "Trockenbrink" stellt nach MIOTKE (1971: Fig. 77) eine Niederterrasseninsel dar. Diese innerhalb der holozänen Talaue gelegenen Niederterrassenvorkommen besitzen eine höhere Oberflächenerhebung und eine höhere Lage der Oberkanten ihrer sandig-kiesigen Flußbettssedimente.

Flußaufwärts in der Hamelner Talweitung liegen die oberhalb des rezenten H 7-Hochflutbettes der



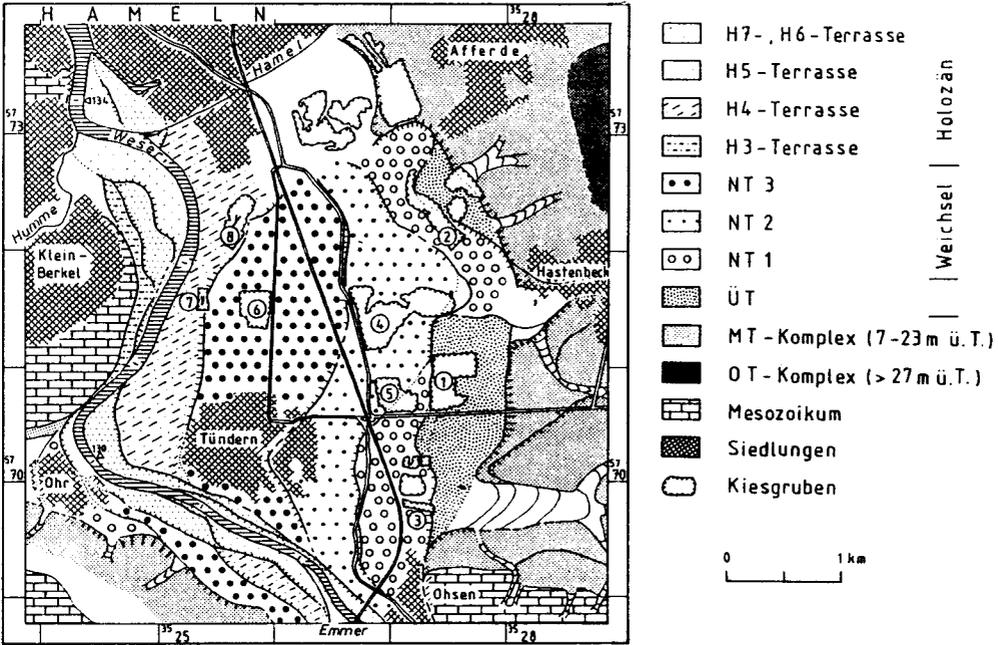


Abb. 9: Jungquartäre Terrassengliederung im Raum Hameln

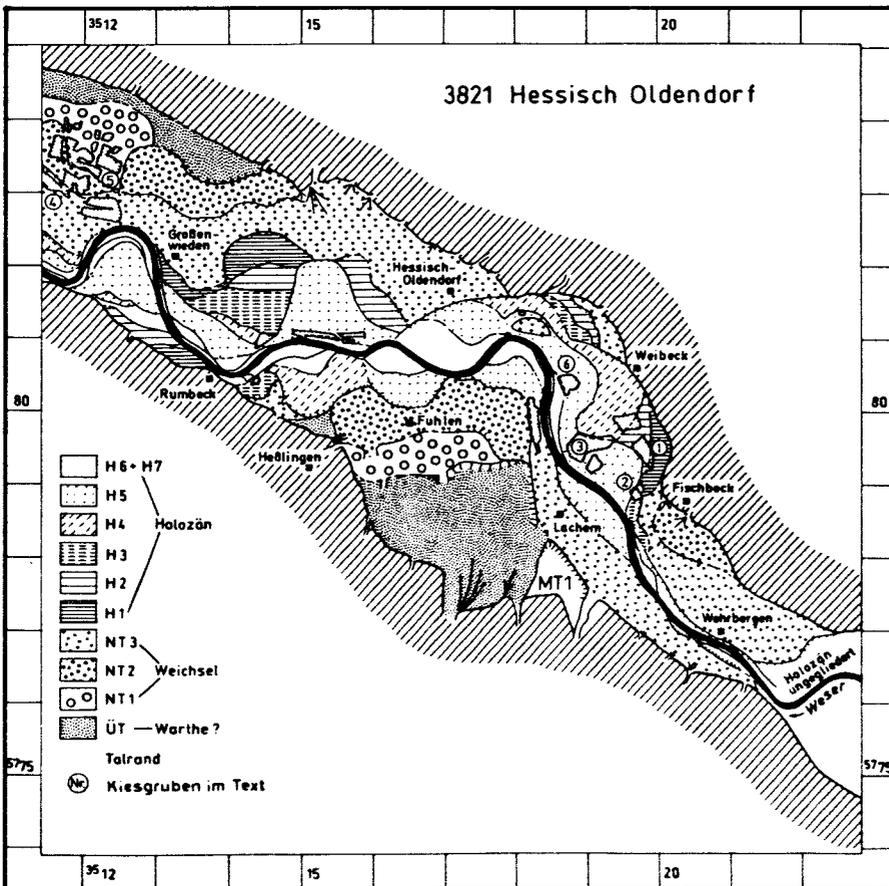


Abb. 10: Jungquartäre Terrassengliederung im Raum Hessisch Oldendorf

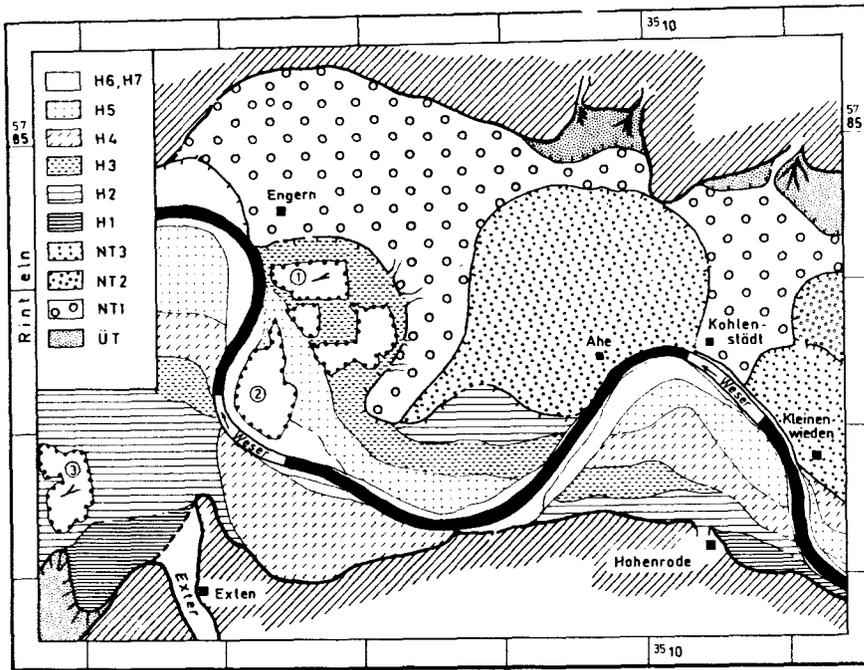


Abb. 11: Jungquartäre Terrassengliederung im Raum Engern - Rinteln

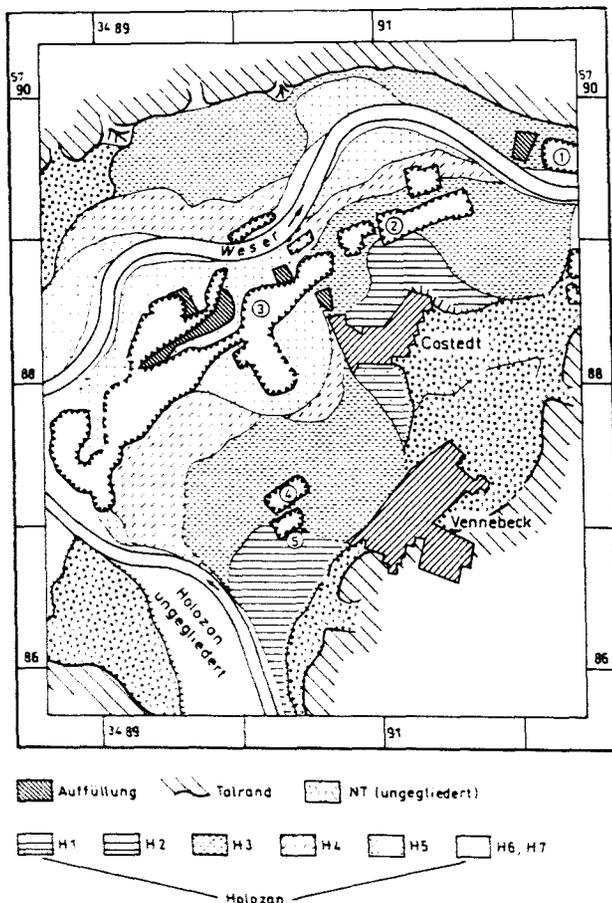


Abb. 12: Jungquartäre Terrassengliederung im Raum Costedt

Weser erhaltenen H 3- bis H 6-Terrassen als Reihenterrassen fast in gleicher Höhenlage wie die spätglazialen NT 2- und NT 3-Oberflächen. Lediglich einzelne interne Areale dieser beiden jüngeren Niederterrassen liegen bis ein Meter höher (ca. 5 m ü. MW) und damit oberhalb der Reichweite der meisten Jahrhundert-Hochwässer (Tab. 1). Dagegen erstreckt sich die holozäne Talauie in der Costedter Talweitung mehrere Meter unterhalb des Niederterrassenniveaus und ist durch einen markanten Stufenrand deutlich von ihm abgesetzt. Innerhalb der Talauie besitzen auch dort alle holozänen Einzelterrassen, wiederum mit Ausnahme der H 7-Terrasse, als Reihenterrassen eine annähernd gleiche Oberflächenerhebung.

Zumindest im Talraum Wehrbergen - Rinteln sind die holozänen Terrassen auch in der maximalen Höhenlage ihrer kiesigen Flußbettfazies deutlich von den drei Niederterrassen NT 1 bis NT 3 und der Übergangsterrasse (ÜT) abgesetzt. Dort erreicht die Kiesoberkante der holozänen Terrassen maximale Höhen zwischen 1,5 - 2,6 m ü. MW. Im Mittel liegt sie knapp über dem Talmittelwasserspiegel mit einer Häufung (Median) der erbohten Schotteroberkanten bei 0,2 m ü. MW (Abb. 8).

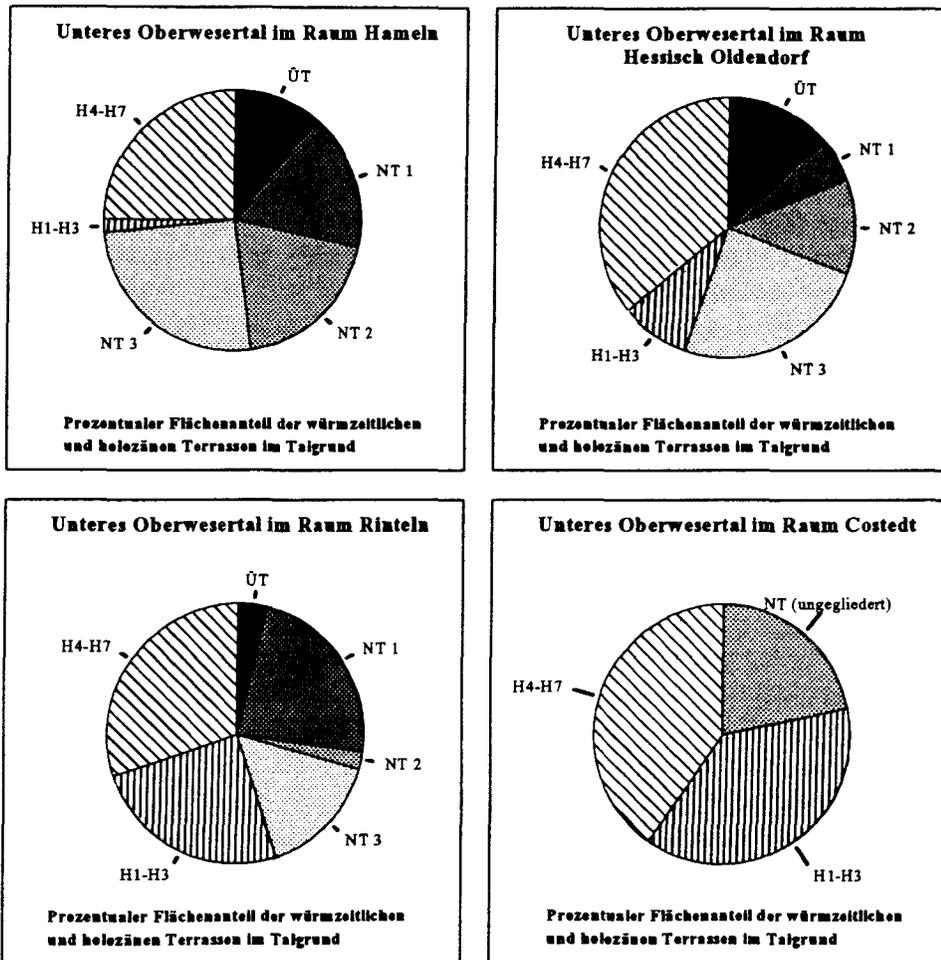


Abb. 13: Flächenanteile der jungquartären Weserterrassen am Talboden

Die Fläche der holozänen Aue ist entlang des Weserlaufes unterschiedlich. Innerhalb von Engtalstrecken besitzt sie naturgemäß nur geringe Breitenausdehnungen. In den Talweitungen wie im Raum Kirchhosen - Hameln (Abb. 9) erreicht die holozäne Aue dagegen Ausdehnungen von durchschnittlich 0,5 - 1 km Breite, talabwärts im Talabschnitt Wehrbergen - Rinteln (Abb. 10, 11) von 1 - 2 km und im Costedter Raum bis zu 2,5 km (Abb. 12). Verglichen mit den jungpleistozänen Niederterrassen und der Übergangsterrasse nimmt die holozäne Umlagerungszone in der Hamelner Talweitung lediglich ein Viertel, im Talraum Wehrbergen - Rinteln dagegen fast die Hälfte und im Raum Costedt über zwei Drittel der Talgrundfläche ein (Abb. 13).

Mit zunehmender Breitenausdehnung des Aueniveaus steigt auch die Chance für eine morphologische Erhaltung aller holozänen Terrassenbildungen. So sind im Raum Kirchhosen - Hameln bei geringerer Breitenausdehnung der holozänen Aue

lediglich die jüngsten fünf Terrassenstufen (H 3- bis H 7-Terrassen) erhalten, während im Raum Wehrbergen - Rinteln und im Costedter Raum heute noch sieben bzw. mindestens sechs unterschiedlich alte holozäne Terrassenflächen verbreitet sind. Dabei erstrecken sich die beiden jüngsten Terrassenstufen, die H 6- und auch die H 7-Terrassen, überwiegend innerhalb der Gleithänge entlang des heutigen Weserlaufes. Demgegenüber schließen sich häufig zum Auenrand hin zunehmend ältere, meist nur mosaikartig erhaltene Terrassenflächen an. Teilweise können aber auch jüngere Terrassenbildungen mit ausgeprägten Mäanderbögen bis an die Niederterrassen bzw. den Talrand ausholen.

Ebenso wie der subrezente, natürliche Weserlauf in älteren Kartendarstellungen einen mäandrierenden, weitgehend einfadigen Flußlauf besitzt, so sind auch die älteren holozänen Terrassen von Mäanderverlagerungen und seitlichen Flußlaufverlagerungen eines meist einfadigen Weserlaufes angelegt wor-

den. Trotz Hochwasserüberformung und daher mit zunehmenden Terrassenalter meist weniger deutlich ausgeprägt, sind diese lateralen Anwachstrukturen als primäre Auenrinnenscharen auf ihren Oberflächen häufig noch gut zu erkennen. Bei größerer Terrassenausdehnung ist auch noch das jüngste Weser-Paläoflußbett als verlandeter Altarm erhalten, der unmittelbar vor dem Verlassen der Terrassenfläche noch durchflossen war. Aufschlüsse in der H 3- und H 5-Terrasse bei Engern und Costedt zeigen dementsprechend eine großbogige Lateral-schichtung ihrer kiesigen Flußbettsedimente (Abb. 7), partiell mit ausgeprägten "point bar" Strukturen an ihrer Oberkante.

Die Terrassenbasis war lediglich in zwei innerhalb der H3-Terrasse gelegenen Kiesgruben bei Engern (Abb. 11: Kiesgrube Nr. 1) und Costedt (Abb. 12: Kiesgrube Nr. 2) einsehbar. Die liegende, matrixarme Basallage ("Skelettschotter") des über 4,5 m mächtigen H3-Terrassenkörpers lag in beiden Kiesgruben bei -1 bis -2 m u. MW (Abb. 7: längere

jungquartären Terrassen, wie sie anhand der Aufschlußbeobachtungen und der Tiefen der Auenrinnen anzunehmen ist. Derartig tiefliegende Quartärbasiswerte treten bereits in den Mittelterrassen auf (Tab 3). Wie zuletzt von WORTMANN (1987: Abb. 1) und RÖHM (1985: Beilage) für den weiter talabwärts gelegenen Talraum Eisbergen - Porta Westfalica dargestellt wurde, liegt die Quartärbasis der nördlich des Buhns verlaufenden "Mittelterrassen-Weser" im Raum Eisbergen ebenfalls bei ca. -10 bis -15 m u. MW (ca. 35 bis 40 m ü. NN). Die Talausträumung bis in diese Tiefenbereiche erfolgte dort spätestens in der Elster-Kaltzeit (Kap. 2.2.). Sie läßt sich damit auch weiter talaufwärts zumindest bis in den Talraum Wehrbergen - Großenwieden nachweisen. Dort ist davon auszugehen, daß in den Talgrundbereichen mit entsprechend tiefliegender Quartärbasis die Talgrundterrassen von älteren Sockelschottern der Mittelterrassen unterlagert werden. Häufig liegt die Quartärbasis aber auch deutlich höher und die Quartärmächtigkeiten sind geringer, so daß die jungquartären Weserablagerungen direkt

Tab. 3: Maximale Tiefen feinklastischer Rinnenfüllungen und der Quartärbasis auf den jungquartären Terrassenflächen im Talraum Wehrbergen - Großenwieden auf der Basis von rd. 400 Bohrungen (Bohrtabellen im Anhang)

	MT	ÜT	NT 1	NT 2	NT 3	H 1 - H 7
	m.ü.MW	m.ü.MW	m.ü.MW	m.ü.MW	m.ü.MW	m.ü.MW
max. Tiefe der Rinnenfüllungen	-	1,1	1,1	-0,6	-1,8	-3,8
max Tiefe der Quartärbasis	-11,3	-10,2	-9,1	-10,1	-11,2	-12,4

durchgezogene Linie). Auch die in einzelnen Bohrungen auftretenden großen Tiefen von feinklastischen Rinnenfüllungen geben Hinweise auf die minimale Tiefenlage der Terrassenbasen. In Tab. 3 sind die im Talraum Wehrbergen - Großenwieden innerhalb der jungquartären Terrassenflächen auftretenden maximalen Tiefenlagen feinklastischer Rinnenfüllungen zusammengestellt. Danach reichen die holozänen Weserablagerungen mindestens bis -4 m u. MW hinab, also teilweise noch tiefer als die Basis der H3-Terrasse, die in den beiden Kiesgruben bei Engern und Costedt aufgeschlossen war.

In weiten Talgrundbereichen erreicht die quartäre Talfüllung eine Tiefe von -10 m bis -12 m u. MW und liegt dort deutlich tiefer als die Erosionsbasis der

der präquartären Talsohle auflagern. Für die heutige Flußbettsohle ist dies bei BREMER (1959: 153 ff.) dargestellt.

Innerhalb der holozänen Terrassenkörper entfallen ca. zwei Drittel auf die eigentliche kiesig-sandige Flußbettfazies, während das hangende Drittel der Terrassenkörper im Zuge feinklastischer Hochflut-sedimentation syn- bis epigenetisch abgelagert worden ist. Damit spielt die holozäne Umlagerungstätigkeit der Weser nicht nur in ihrer flächenhaften Ausdehnung, sondern auch in ihrem Tiefgang keineswegs eine untergeordnete Rolle, wie u.a. MENSCHING (1950) annimmt. Vielmehr bestätigt sich eine Annahme NAUMANNNS (1924) von bereits ausgedehnten, unterschiedlich alten Kiesablagerungen

gen auch im Holozän.

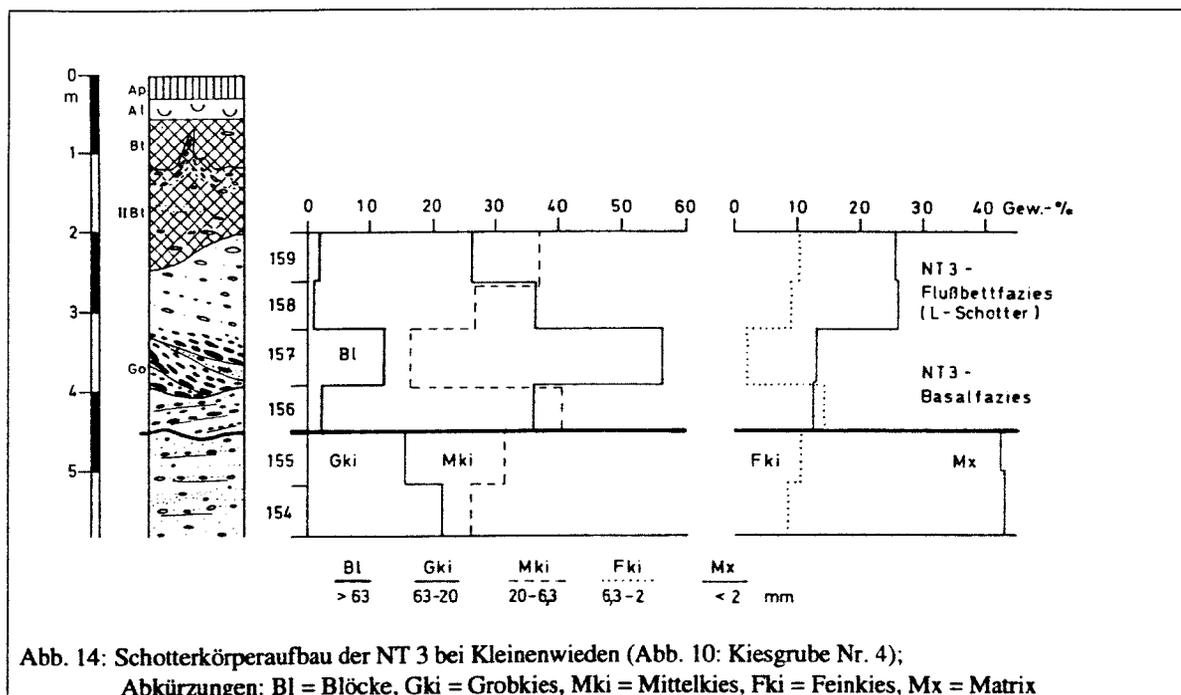
3.2. Das hoch- und spätglaziale Niederterrassenniveau

Im Talraum Kirchhohnsen - Rinteln nehmen die Niederterrassen, abgesehen von der Wehrberger Talenge, die Hälfte bis drei Viertel des Talgrundes ein. Erst unterhalb von Rinteln und ebenso im Raum Costedt wird der überwiegende Flächenanteil des Talbodens von holozänen Auenterrassen aufgebaut (Abb. 13).

Das Niederterrassenniveau kann aus bis zu drei unterschiedlich alten Einzelterrassen bestehen, der NT 1 bis NT 3. Ihre Oberflächen bilden unterhalb der Hamelner Talweitung eine Terrassentreppe. Im Raum Wehrbergen - Rinteln erhebt sich die NT 1 bis 2,5 m und die NT 2 bis 1,5 m über die holozäne Aue. Auch die NT 3-Terrassenflächen haben dort außerhalb von Auenrinnen eine bis 1 m höhere Tallage. Ihre zentralen Terrassenbereiche liegen daher weitgehend oberhalb des Überflutungsbereiches von Jahrhundert-Hochwässern der Weser. Lediglich die tieferen Rinnenbereiche werden bei extremen Hochwässern überflutet, die dabei auf dem unterlagernden Niederterrassenschotter jüngere holozäne Auensedimente abgelagern. Daher sind diese Areale in den geologischen Karten meist als "Alluvium" (NAUMANN 1927; 1922) oder als "holozäne Auen-sedimente" (u.a. Geol. Übersichtskarte 1 : 200.000,

CC3918 Hannover, Hannover 1973) kartiert. Die Weser selber hat aber bereits lange Zeit zuvor diese Talflächen verlassen, bei der NT 3 spätestens mit Beginn des Holozäns. Talabwärts heben sich die Niederterrassen weiter heraus und überragen im Raum Costedt die holozäne Talaue um fünf Meter und mehr. Damit liegen sie dort oberhalb jeglicher Überflutungsgefahr und sind traditionell ein Alt-siedelgebiet. Talaufwärts, in der Hamelner Talweitung besitzen dagegen die beiden jüngeren Niederterrassen NT 2 und NT 3 als Reihenterrassen keine wesentlichen Höhenunterschiede und größere Areale von ihnen liegen im Auenniveau. Von den beiden jüngeren Niederterrassen ist die höhere NT 1 durch einen meistens 1 - 1,5 m hohen Stufenrand deutlich abgesetzt. Extreme Jahrhundert-Hochwässer können in diesem Talabschnitt nicht nur die tieferen Auenrinnen auf allen Niederterrassenflächen überfluten, sondern auch noch größere NT 2- und NT 3-Areale. Neben ihrer tiefen Lage im Tal kommt noch hinzu, daß in diesem Talraum als Folge der Stauwirkung durch die Wehrberger Talenge, der Einmündung der größeren Nebenbäche Emme, Hamel, Humme und wohl auch durch das bereits seit dem Hochmittelalter bestehende Hamelner Wehr (NATERMANN 1937: 88 ff.), die Hochwasserspitzen extremer ausfallen als in der Rintelner Talweitung (Tab. 1; GROTH 1944: 65).

Unterhalb von Wehrbergen sind alle drei Niederterrassen nicht nur durch ihre höheren Terrassenoberflächen vom holozänen Auenniveau abgesetzt,



sondern auch durch die maximale Erhebung ihrer kiesigen Flußbettfazien. Dabei treten bei der NT 3 im Mittel Höhenlagen der Kiesoberkante von rd. 1 m ü. MW (Median) auf, wobei in den zentralen Terrassenbereichen Maxima zwischen 1,5 - 3,3 m ü. MW verbreitet sind (Abb. 8). Die NT 2-Kiesoberkante liegt im Mittel mit 2,2 m ü. MW (Median) um mehr als einen Meter höher, wobei maximale Höhenlagen zwischen 2 - 3,9 m ü. MW schwanken. Die höchsten Erhebungen besitzt die kiesige Flußbettfazies der NT 1 mit maximalen Höhenlagen bis 5,3 m ü. MW, wobei der Median bei 3,8 m ü. MW liegt.

Zwischen dem Kieskörper der NT 1 und NT 3 bestehen sedimentologische Unterschiede. Die NT 3-Flußbettsedimente sind großbogig schräggeschichtet, also im Zuge der seitlichen Verlagerungen eines mäandrierenden Flußlaufes abgelagert worden. Diese großbogige Lateralschichtung ist bei niedrigem sommerlichen Grundwasserstand in einer Kiesgrube bei Kleinenwieden einsehbar (Abb. 10: Kiesgrube Nr. 4). Die Basis des NT 3-Schotterkörpers bilden troggeschichtete, bis 1,2 m mächtige matrixarme Grobschotter (Abb. 14) mit zum Teil ausgeprägter Dachziegellagerung der Gerölle, wie sie bei großbogig schräggeschichteten Schotterkörpern häufig verbreitet sind. Diese residualen Basislagen stellen die ehemalige Sohlenpanzerung des NT 3-Flußbettes dar. Zum Gleithang hin wurden im Zuge der seitlichen Verlagerungen der NT 3-Weser die im Hangenden aufgeschlossenen, großbogig schräggeschichteten sandigen Flußkiese abgelagert, wobei nach oben der Anteil der Grobkiese stark zurückgeht. Die Oberkante der NT 3-Flußbettsedimente ist als Folge kalkklimatischer Frostmechanik kryoturbar in zum Teil steilstehenden Schotterfahnen und -pizen mit den überlagernden primären NT 3-Auensedimenten verwürgt. Innerhalb des NT 3-Kieskörpers treten dagegen seltener kleinere Verwürgungen auf. Im Liegenden wird der NT 3-Terrassenkörper von einem sandreichen und blockarmen Sockelschotter unbekannter Zeitstellung unterlagert. Die grobe NT 3-Basalfazies besitzt im Aufschluß Höhenschwankungen im Bereich von mehr als einem Meter und reicht bis unterhalb des Talmittelwasserspiegels (Abb. 7: längere durchgezogene Linie).

Die NT 3 wurde also ebenso wie die holozänen Terrassen von einem mäandrierenden, lateral umlagernden Weserlauf abgelagert. Dagegen besitzt der NT 1-Schotterkörper eine Trog- und Horizontal-schichtung als Ausdruck vorherrschender vertikaler

Aufhöhung durch einen in mehrere Flußarme gegliederten Weserlauf. Das Akkumulationsbild der NT 1-Flußbettsedimente ist in einer Kiesgrube in der Hamelner Talweitung (Abb. 9: Kiesgrube 3) und bei Großenwieden (Abb. 10: Kiesgrube 5) aufgeschlossen. Dabei sind im Oberflächenbild der NT 2 unter anderem nordwestlich von Großenwieden große Paläomäander erhalten. Damit wurde sie ebenso wie die NT 3 bereits weitgehend von einem mäandrierenden Weserlauf gebildet. Der flußdynamische Umbruch vom mehrarmigen "braided river" zum mäandrierenden Weserlauf erfolgte somit an der unteren Oberweser mit Anlage oder zur Zeit der Ausbildung der NT 2.

Die Basis der Niederterrassen ist bisher nur für die NT 3 durch Aufschlußbeobachtungen im Raum Kleinenwieden gesichert. Dort besitzt eine Tiefenlage im Bereich und bis mehr als -1 m u. MW (Abb. 7). Damit liegt die NT 3-Basis deutlich höher als tiefere Kolke der heutigen Oberweser, aber nicht wesentlich höher als die H 3-Terrassenbasis, die in Aufschlüssen bei Engern und Costedt einzusehen war. Wie bereits ausgeführt, ist davon auszugehen, daß in diesem Talraum, neben den holozänen Terrassen, auch die Niederterrassen in weiten Bereichen von älteren mittelpleistozänen Sockelschottern unterlagert werden.

3.3. Das Übergangsterrassenniveau

Zwischen dem Niederterrassenniveau und den sich mindestens 6,5 - 10 m über der Aue erhebenden alt- und mittelpleistozänen Mittelterrassen ist häufig eine weitere 1 - 2 m höhere Terrassenleiste erhalten, MENSCHINGS (1950) "hochwürmzeitliche obere Niederterrasse". Diese Übergangsterrasse bildet meistens nur eine schmale Terrassenleiste zwischen den weitflächigeren Niederterrassenfluren des Talgrundes und dem Talhang. In der Hamelner Talweitung erstreckt sie sich im östlichen Randbereich des Talgrundrandes (Abb. 9). Weitflächiger ist sie dagegen unterhalb der Wehrberger Talenge im Talraum westlich von Lachem und nördlich von Großenwieden erhalten (Abb. 10). Unterhalb von Rinteln ist sie bis zur Porta Westfalica weitgehend ausgeräumt.

Mit einer durchschnittlichen Erhebung von 6 - 7,5 m ü. MW im Talraum Wehrbergen - Rinteln und bis 2 m über der Talauie in der Hamelner Talweitung wird ihre Terrassenoberfläche auch von extremen Hochwasserständen der Weser nicht mehr erreicht. Daher ist sie vollständig der holozänen Hochflut-

überprägung entzogen. Von den Nieder- und Auenterrassen hebt sie sich, neben ihrer höheren Oberflächenerhebung, auch durch ihre meist 0,6 - 1 m mächtige kaltzeitliche Sandlößbedeckung ab (s.u.). Im Talabschnitt Wehrbergen - Rinteln reicht das kiesige ÜT-Flußbettsediment nach Bohrungen bis in eine Höhe von 7,2 - 5,7 m ü. MW und liegt daher höher als die maximale Höhenlage der Kiesoberkanten bei den beiden jüngeren Niederterrassen und den holozänen Auenterrassen (Abb. 8).

Das kiesige Flußbettsediment der Übergangsterrasse, das in der Hamelner Talweitung in der Kiesgrube "Gericke" (Abb. 9: Kiesgrube 1) aufgeschlossen war, besitzt dort das horizontal- und troggeschichtete Sedimentationsbild eines weitgehend vertikal aufgehöhten Schotterkörpers, wie es für das verzweigte, sich häufig verlagernde Flußbett eines braided river kennzeichnend ist. Den Abschluß der Flußbettsedimentation bilden häufig im Mittel 1 m mächtige kiesführende Flußsande, die rinnenartig bis 2 m tief in den unterlagernden Kieskörper eingreifen können (Abb. 7). Die ÜT-Flußbettfazies ist von mehrgliedrigen feinklastischen Hochflutsedimenten überlagert, denen eine 0,6 - 1 m mächtige Sandlößdecke aufliegt. Die ÜT-Erosionsbasis ist unbekannt. Ebenso wie die jüngeren Weserterrassen dürfte auch sie in weiten Talgrundbereichen von älteren mittelpleistozänen Sockelschottern unterlagert sein (s.o.).

4. Deckschichten und pedostratigraphische Abgrenzung der Talgrundterrassen

Diese Einzelterrassen besitzen nicht nur eine morphologische Eigenständigkeit, sondern heben sich weitgehend auch pedologisch oder durch unterschiedliche Deckschichten voneinander ab. In Bezug auf den sedimentologischen Aufbau ihrer Terrassenkörper besitzen alle jungquartären Terrassen der Weser, ob holozäne Auenterrassen, pleistozäne Niederterrassen oder die Übergangsterrasse, eine sandig-kiesige Flußbettfazies. Diese ist von einer feinklastischen, sandigen oder sandstreifigen Auenrinnenfazies überdeckt, die im Hangenden in flächenhaft verbreitete Auenlehme übergeht. Den Abschluß dieser verschiedenen Fazies der Flußbett- und Auensedimentation bildet in der Regel ein Auenboden, der bei erneuter Intensivierung der Hochwasserdynamik entweder erodiert wird oder von jüngeren, sekundären Hochflutsedimenten begraben als fossiler Boden erhalten bleibt. Diese Abfolge fluvialer Sedimente gilt nicht nur für die untere Oberweser, sondern

talabwärts auch für die obere Mittelweser. Die Weserablagerungen können sich am Talrand mit Schwemmfächern der Nebentäler und Talhangsedimenten verzahnen oder auch von ihnen überlagert werden. Sie wurden im einzelnen nicht erfaßt. Im Gegensatz zu den jüngeren Terrassen ist die Übergangsterrasse weitflächig von Sandlöß, einem äolischen Sediment, bedeckt.

4.1. Genese und fazielle Gliederung feinklastischer Auensedimente

Die Korngrößenzusammensetzung der Auensedimente ist abhängig von ihrer vertikalen und horizontalen Lage in der Aue. Vereinfacht werden flußnah im Bereich von Uferwällen gröbere, sandigere Hochflutsedimente abgelagert, während flußfern als "Talbodenfazies" (SCHIRMER 1978: 149) feinere schluffige und im Stillwasser der Altarme tonigere Ablagerungen sedimentiert werden. Talrandnah können dann vom Talhang oder über Seitenbäche wiederum gröbere Feinsedimente, häufig als besondere Talrandfazies ausgliederbar, in die Aue gelangen. Welche absolute Korngröße zur Ablagerung kommt, ist weiterhin abhängig von der Breite der Aue, dem Einzugsgebiet, dem Talgefälle und der Vegetationsdichte. Dabei überwiegt die Tendenz, daß die Korngröße in der Vertikalen von den stärker sandstreifigen Aurinnensedimenten im basalen Bereich zu den überlagernden schluffig-feinsandigen Auelehmen abnimmt.

Diese stark vereinfachte Grundtendenz der Kornößenverteilungen von feinklastischen Hochflutsedimenten wird durch mehrere Faktoren gestört. Im Laufe des vertikalen Aufwuchses der Auensedimentdecke wird die Terrassenoberfläche zunehmend seltener von Hochwässern erreicht, wobei die primären und sekundären Auenrinnen natürliche Leitlinien der Hochwasserströmung sind. Bei den im Strömungsschatten außerhalb der Auenrinnen gelegenen Auenflächen kommt es dabei in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit vor allem zur Ablagerung einer feinkörnigen schluffigen Schwebfracht. Aber auch diese Flächen können im Zuge von Flußlaufverlagerungen und der Bildung neuer sekundärer Auenrinnen in Auenpositionen geraten, in denen durch plötzliches Abreißen der Strömungsgeschwindigkeit gröbere Hochflutsedimente abgelagert werden, wie das zum Beispiel bei der Ablagerung von stärker sandigen Uferwallfazies der Fall ist. Verlagert sich der Fluß oder ändern sich die Hochwasser-Abflußbahnen, dann können diese erneut von

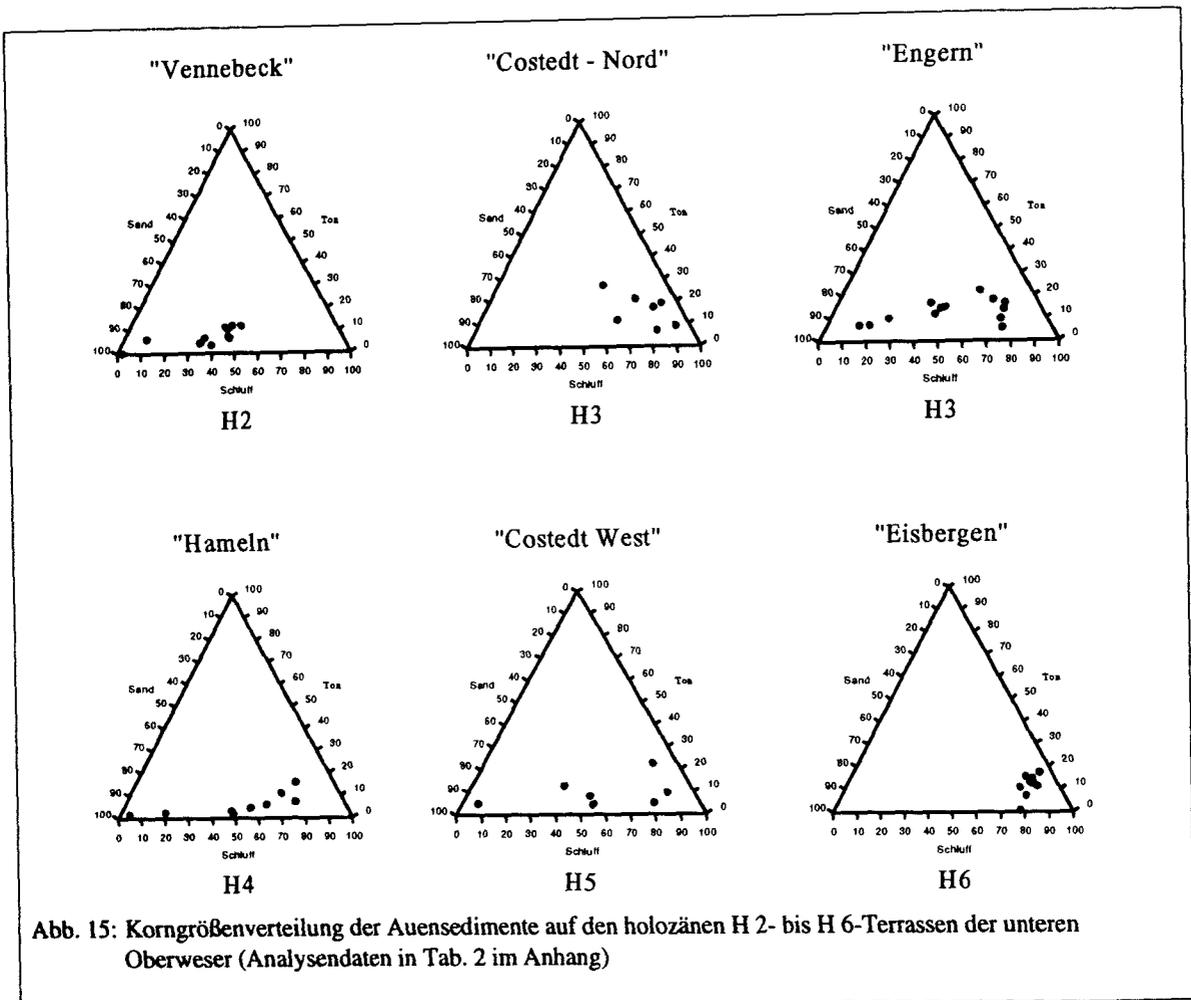


Abb. 15: Korngrößenverteilung der Auensedimente auf den holozänen H 2- bis H 6-Terrassen der unteren Oberweser (Analysendaten in Tab. 2 im Anhang)

feinkörnigeren Auelehmen überdeckt werden. Die Korngrößenverteilung von Auensedimenten ist daher vor allem Ausdruck der wechselnden Strömungsdynamik des Hochwasserabflusses, eine stratigraphische Bedeutung im Sinne einer Ablagerung definierbarer feinerer oder gröberer Kornverteilungen in bestimmten Zeitabschnitten des Spätglazials oder Holozäns ist zwar vorstellbar, aber wohl kaum eindeutig zu belegen. Zum Beispiel sind in Abb. 15 Korngrößenverteilungen von Auensedimenten auf den H2- bis H6-Terrassen der unteren Oberweser dargestellt. Obwohl die Auensedimente der dort dargestellten Profile unterschiedlich intensiv pedogen überprägt sind in Form von Auenparabraunerden auf den H2- bis hin zu Auenpararendzinen auf den H 6-Auensedimenten, zeigen sich in den Korngrößenverteilungen keine altersmäßigen Korrelationen etwa in Form zunehmender Tongehalte zu den älteren Ablagerungen hin. Vielmehr dominieren primär auensedimentologische Einflüsse. Das auf der H2-Terrasse gelegene Profil "Vennebeck" besitzt beispielsweise durchgehend hohe Sandgehalte, da dieses Profil auf einem Uferwall zur nächstjüngeren H3-Terrasse hin

liegt. Aufgrund des sandigen Ausgangssubstrats liegen daher die Tongehalte trotz intensiver Bodenüberprägung durch eine Auenparabraunerde im Bt-Horizont lediglich bei ca. 11 - 12% gegenüber unter 1% im liegenden Cv-Horizont (Tab. 2 im Anhang: Profil "Vennebeck"). Das Profil "Eisbergen" liegt dagegen außerhalb von Auenrinnen und fern des Talrandes auf höheren Bereichen der H6-Terrasse. Es repräsentiert eine durch gleichmäßig hohe Schluffgehalte gekennzeichnete Talbodenfazies. Gerade bei diesen jungen, maximal 600 Jahre alten Auensedimenten sollte man jedoch ein gegenüber den älteren Auensedimenten höheren Sandgehalt erwarten, sofern man davon ausgeht, daß als Folge menschlicher Rodungen und der dadurch gesteigerten Bodenerosion bereits seit der frühmittelalterlichen Landnahme zunehmend mehr frisches unverwittertes Material aus den Einzugsgebieten in den Fluß gelangt.

Jüngstens (Kap. 1.2.) wurde von LIPPS (1988) im Mittelwesertal eine Auelehmstratigraphie auf der Basis der Arbeiten von LÜTTIG (1960) und STRAUTZ

(1962) vorgestellt und daraus weitergehende flußdynamische Aussagen getroffen. Ihre stratigraphische Untergliederung der Auelehme stützt sich auf deren Korngrößenzusammensetzung. Danach kam es in der Bronze- und Eisenzeit zur Ablagerung des tonigen qh(1) - Auelehms. Ihm folgte im Mittelalter der qh(2) - Auelehm, der nach LIPPS (1988) dreigliedert ist in eine ältere tonige (qh(2)/T), eine schluffige (qh(2)/U) und eine jüngste schluffig-feinsandige Fazies (qh(2)/S), die im ausgehenden Mittelalter abgelagert wurde. "Petrographisch ist der qh(2)/T nicht vom qh(1) zu unterscheiden" (LIPPS 1988: 82). Der jüngste neuzeitliche qh(3) - Auelehm ist häufig kalkhaltig, als entkalkte Fazies (qh(3)/kf) ist er dem q(h)2/S sehr ähnlich, weist aber oft einen höheren Sandgehalt auf (LIPPS 1988: 84). Bezüglich der Alterseinstufungen der Auelehme verweisen LIPPS (1988: 79), LIPPS & CASPERS (1990) sowie CASPERS (1993: 86) auf zahlreiche pollenanalytische, archäologische und ¹⁴C-Datierungen, die leider bisher nicht veröffentlicht sind. Auf die Problematik pollenanalytischer Bearbeitungen von Auelehmen, die der terrestrischen Bodenentwicklung ausgesetzt sind, wurde bereits in Kap. 1.2. hingewiesen. Diese Auelehmeinheiten werden als Ausdruck einer phasenhaft wechselnden Hochwassergeschwindigkeit in der Talau interpretiert, wobei nach LIPPS (1988) und CASPERS (1993: 85 ff.) im Spätglazial bis Altholozän feinklastische Hochflutsedimente nur lokal in geringer Ausdehnung abgelagert wurden. Erst seit der Bronze- bis Eisenzeit sehen sie eine mehrphasige Ablagerung von Auelehmen im Tal, die sie als Ausdruck bedeutender Veränderungen der Sedimentfracht und der Abflußdynamik der Mittelweser einschätzen, die vor allem durch menschliche Rodungen verursacht sein soll.

Die Annahme, daß als Folge von Rodungen im Einzugsgebiet und in der Talau und der dadurch gesteigerten und erhöhten Hochwasserabflüsse vermehrt Hochflutsedimente bis in ehemals weniger hochwassergefährdete Talgrundbereiche gelangt sein könnten (s.u.), läßt sich auch für das untere Oberwesertal in der Hamelner Talweitung belegen und ist ebenso aus anderen Tälern bekannt. Aber aus dem Auftreten von gröberen und feineren oder mächtigeren Auelehmen kann keinesfalls auf deren Bildungsalter geschlossen werden. Relative Altersabschätzungen können zum Beispiel mit Hilfe der Pedostratigraphie, also anhand ihrer pedogenen Überprägung, vorgenommen werden. Wie die Verbreitung von unterschiedlich intensiv entwickelten Oberflächenböden in den höheren zentralen Bereichen der Auenterrassen zeigt (Kap. 4.3.), liegt dort

keinesfalls eine flächenhafte Verbreitung junger Auelehme vor. Da jedoch die jungen subatlantischen Auenterrassen im allgemeinen die größte Ausdehnung in der Aue besitzen und natürlich junge Auen-sedimentdecken tragen, sind diese von daher schon am weitesten verbreitet. Daraus kann aber noch nicht gefolgert werden, daß es in historischer Zeit infolge einer erhöhten Schwebstofffracht zu einer vermehrten Auelehmablagerung kam. Vielmehr führten die in diesem Zeitraum gesteigerten Flußlaufverlagerungen bereits dazu, daß weitflächig ältere Auen- und Flußbettfazies erodiert, umgelagert und erneut als junge Flußbett- bzw. Hochflutablagerungen in der Aue sedimentiert wurden. Da im Oberwesertal mindestens seit dem Hochglazial feinklastische Hochflutsedimente abgelagert werden, deren Quantifizierung aber für einzelne Zeitabschnitte aufgrund nachfolgender fluvialer Erosion nicht möglich ist, sind Aussagen bezüglich einer in historischer Zeit gesteigerten Auelehmsedimentation, wie sie in der Literatur dieses Raumes weit verbreitet sind (zuletzt CASPERS 1993, THOMAS 1993), kritisch zu sehen. Lediglich mit Hilfe begrabener fossiler Böden kann für einzelne Talräume gezeigt werden (Kap. 4.2.), daß junge Hochflutsedimente in bestimmten Zeiträumen verstärkt und in historischer Zeit anscheinend auf höhere Auenbereiche übergreifend abgelagert wurden. Dies ist jedoch zunächst einmal ein Resultat der Häufigkeit und der Höhe von Überflutungsereignissen und nicht unbedingt eine Folge höherer Schwebstofffrachten. Phasen geringerer Überflutungshäufigkeiten sind dann in den in tieferen Auenrinnenpositionen auftretenden fossilen Böden dokumentiert (s.u.).

Ebenso findet man auch noch in der jüngeren Literatur häufiger die Annahme, daß zwischen der Ablagerung der Flußbettsedimente und den überlagernden Auensedimenten ein größerer zeitlicher Hiatus bestände, daß die "Aufhöhung" der Talau durch Auensedimente einen längeren Prozeß darstelle. Dem widerspricht, daß bereits die H6-Terrassenflächen, die maximal in den letzten 600 Jahren im Zuge seitlicher Flußbettverlagerungen der Weser gebildet wurden, eine Auensedimentdecke in ähnlicher Mächtigkeit besitzen wie die älteren holozänen Terrassenflächen. Selbst im flußbegleitenden Hochflutbett der Weser sind bereits ein und mehrere Meter mächtige Auensedimente sedimentiert, wobei manchmal eingelagerte Plastikfolien und Glasscherben ihre junge Bildung bestätigen. Vielmehr werden Flußbett-, primäre Auenrinnen- und ebenfalls bereits mächtigere Auensedimentdecken im Zuge einer Terrassenbildung annähernd zeitgleich im räum-

lichen Nebeneinander abgelagert. Bei den kaltzeitlichen Terrassen finden sich daher nicht nur im Flußbett-, sondern auch im annähernd syngenetisch abgelagerten primären Auensediment verschiedene Kaltklimaindikatoren (syngenetische Kryoturbationen, Frostspalten, Driftblöcke). Dabei sind an der Basis von spätglazialen und holozänen Auenrinnen häufiger organische Lagen (Torfe, Mudden, Hölzer) verbreitet, deren Datierung einen Altershinweis für die Flußbettsedimentation und damit für die Terrassenentstehung geben. Dagegen sind die Füllungen von Paläomäandern und sekundären Auenrinnen jünger als der unterlagernde kiesige Terrassenkörper. Diese sedimentologischen Zusammenhänge lassen sich an der Oberweser anhand einzelner absoluter Altersbelege aus dem Terrassenkörper der subborealen H 3-Terrasse aufzeigen. Aus deren kiesigen Flußbettsedimenten liegen neben jungneolithischen und bronzezeitlichen "Flußfunden" bisher fünf ^{14}C -Datierungen subfossiler Eichen vor, deren Absterbealter zwischen ca. 4.700 - 2.940 a BP liegen (Tab. 5). Im Raum Costedt ergab die ^{14}C -Datierung eines Holzes an der Basis einer primären Auenrinne ein geringfügig jüngeres Alter von rd. 2.650 a BP (Abb. 7). Das Ende der H 3-Flußbettsedimentation um rd. 2.400 a BP ist annähernd mit der Datierung eines Holzes an der Basis der feinklastischen Paläomäanderfüllung im Raum Engern erfaßt (Abb. 7).

Unter Berücksichtigung dieser verschiedenen Ablagerungsfolgen fluvialer Sedimente ist es möglich, die Ausbildung von Flußterrassen nicht nur über Altersbelege aus ihrer kiesigen Flußbettfazies, sondern auch über eine Datierung der verschiedenen Fazies ihrer Auensedimentdecke zeitlich einzugrenzen. Vor allem bei den letzkaltzeitlichen Niederterrassen liegt darin häufig die einzige Möglichkeit zur Alterseinstufung, da in der Regel datierbare Funde aus ihren kiesigen Flußbettsedimenten fehlen. Dagegen sind bei ihnen häufiger sowohl an der Basis primärer Auenrinnen, als auch an der Basis der feinklastischen Verfüllung der Randsenken und Paläomäander organische Lagen verbreitet, deren Bildungszeit sowohl mit Hilfe von ^{14}C -Altersdatierungen als auch auf der Grundlage paläobotanischer Untersuchungen, wie zum Beispiel Pollenanalysen (SCHELLMANN & SCHIRMER in diesem Band), erfaßt werden kann. Die Datierung der basalen Füllung primärer Auenrinnen ergibt einen Altershinweis von jünger oder zeitgleich der Entstehung der Terrasse. Dagegen sind basale Füllungen von Paläoflußbetten und sekundären Auenrinnen jünger als der unterlagernde kiesige Terrassenkörper. Primäre Auenrin-

nen trennen Teilfelder, die im Zuge lateraler Verlagerungen des Flußbettes angelagert wurden. Sekundäre Auenrinnen sind Erosionsrinnen innerhalb des Terrassenkörpers, während Paläomäander im jüngsten Stadium der Terrassenbildung abgeschnürt wurden.

4.2. Übergangsterrasse und Niederterrassen

Abb. 16 zeigt anhand eines schematischen Talquerschnittes die Deckschichten auf den Talgrundterrassen in der Hamelner Talweitung. Flußbett- bzw. Auensedimente sind dort mit I bzw. II gekennzeichnet. Sekundäre Auensedimente sind als Hochflutsedimente mit III bezeichnet. Häufig, wie bei den holozänen Auenterrassen im Hamelner Raum, hält die Hochflutsedimentation kontinuierlich bis heute an. Da Flußbett- und primäre Auensedimente im Zuge einer Terrassenbildung annähernd zeitgleich abgelagert werden, treten bei den kaltzeitlichen Terrassen nicht nur im Flußbett-, sondern auch im primären Auensediment häufiger entsprechende Kaltklimaindikatoren (syngenetische Kryoturbationen, Frostspalten, Driftblöcke, Steinsohlen) auf.

Die Auensedimente können von weiteren, nicht fluvialen Decksedimenten überlagert sein. Typisch für die Übergangsterrasse ist eine abschließende flächenhafte Überdeckung durch eine 0,6 - 1,0 m mächtige Sandlößdecke (Abb. 16: Fazies IV). Die kaltzeitlichen Ablagerungsbedingungen der Sandlößanwehung zeigen sich in Form zahlreicher, basaler Frostspalten. Sie greifen durchschnittlich 20 cm, seltener bis 1 m tief in die liegende ÜT-Auenfazies ein. Das Korngrößenspektrum des Sandlösses besitzt die für ihn signifikante Zweigipfeligkeit (u.a. VIERHUFF 1967; LANG 1990) mit einem ersten Maximum im Grobschluff- und einem untergeordneten zweiten Maximum im oberen Feinsandbereich (Tab. 4: Wes 150, Wes 151). Dabei schwankt der Schluffanteil zwischen 40 - 60%, die Tongehalte liegen unter 12%.

An der Basis der Sandlößdecke befand sich in der Kiesgrube "Gericke" bei Hameln ein frostdynamisch stark gestörter, humoser Horizont mit einem Kohlenstoffgehalt von 0,4% (Abb. 17). Der diskordant dem Hochflutlehm aufliegende und teilweise in diesen eingewürgte Humushorizont gehört auch substratmäßig zum Sandlöß. Darunter folgen mehr als 2,6 m mächtige feinklastische Auensedimente, die durchschnittlich 1 m mächtigen Flußsanden auflagern. Letztere bilden die Füllung von bis zu 2 m tiefen

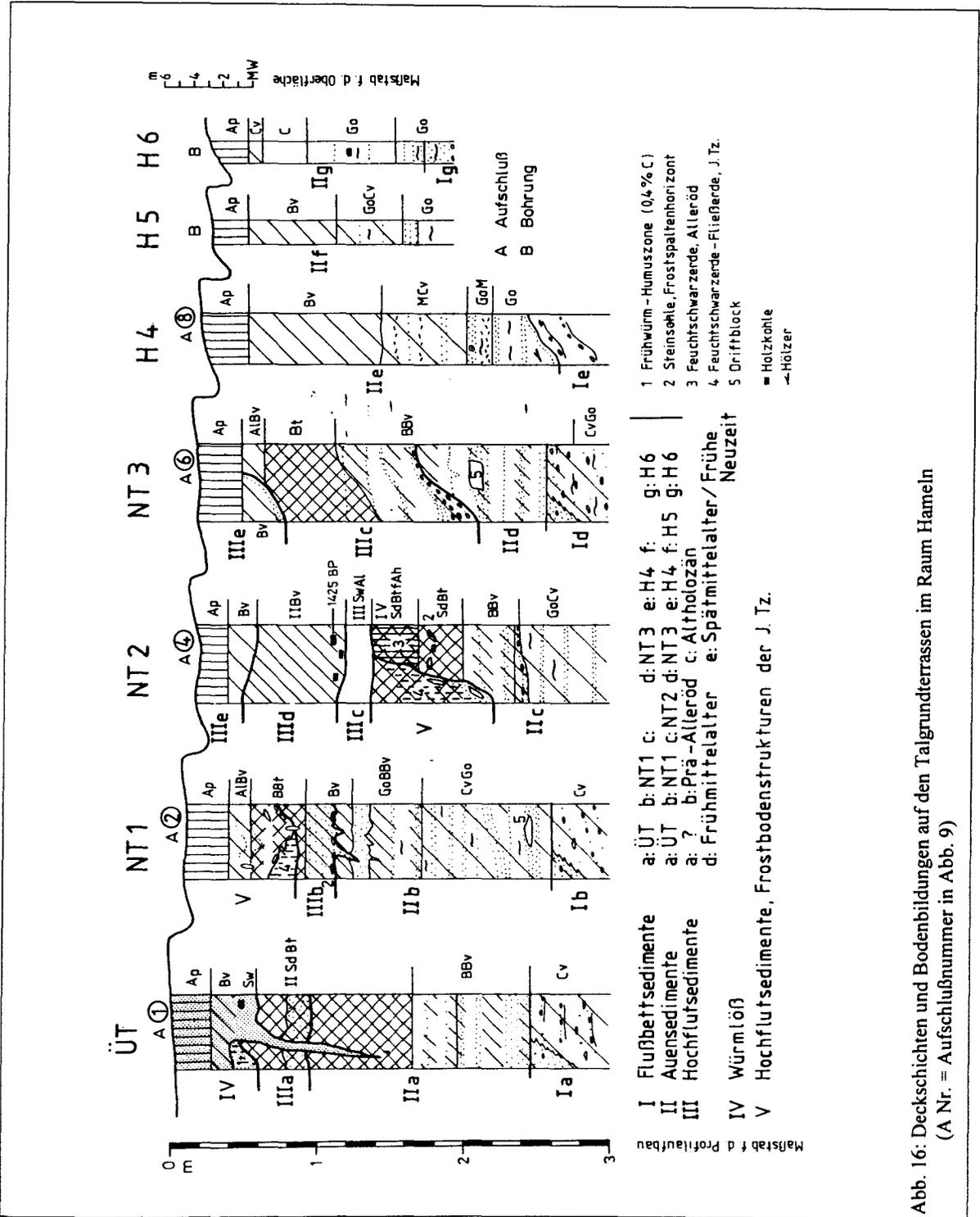


Abb. 16: Deckschichten und Bodenbildungen auf den Talgrundterrassen im Raum Hameln (A Nr. = Aufschlußnummer in Abb. 9)

Rinnen. Auch talabwärts im Raum Wehrbergen - Großenwieden wird der ÜT-Kieskörper nach den Bohrauswertungen häufig von einem Meter und mehr mächtigen Flußsanden überlagert (Abb. 7). Den Abschluß der fluvialen Sedimentation bilden auf der ÜT feinklastische Auensedimente mit ihrer typischen Gliederung in liegende, feinsandstreifige Aurinnensedimente, die zum Top hin in Auelehme übergehen

(Abb. 16: Fazies IIa). Als Hinweis auf eine nachfolgende erneute Hochflutüberprägung wird die primäre Auenfazies der ÜT im vorliegenden Aufschlußprofil diskordant von weiteren, bis 1 m mächtigen Hochflutsedimenten überdeckt (Abb. 16: Fazies IIIa), die an der Basis sandig, nach oben dann lehmig sind.

Tab. 4: Korngrößenverteilungen der Sandlößdeckschichten auf der Übergangsterrasse im Raum Hameln

WES-Nr.	T	FU	MU	GU	FS		MS		GS	
Korngröße:	< 0,002	0,0063	0,02	0,063	0,1	0,2	0,4	0,63	1,0	2,0
153	3,7	7,7	19,3	30,4	13,4	16,1	7,4	1,1	0,5	0,4
152	8,8	7,7	20,7	23,2	14,1	15,2	9,2	0,6	0,4	0,1
151	6,1	6,7	18,0	26,7	13,6	20,1	8,8	0,1	0,0	0,0
150	11,3	5,8	10,9	24,8	12,3	22,5	11,7	0,5	0,3	0,0

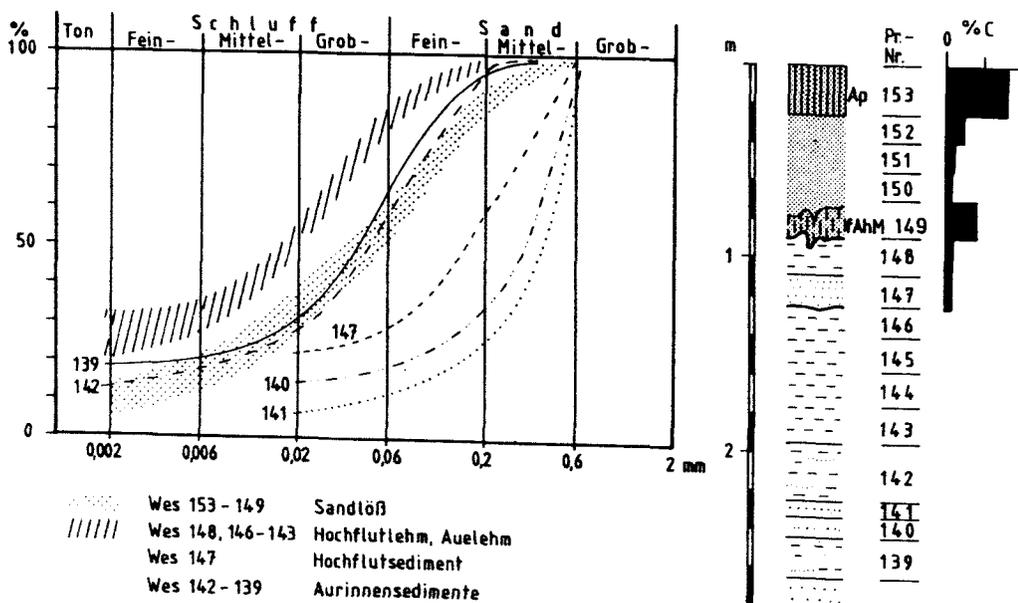
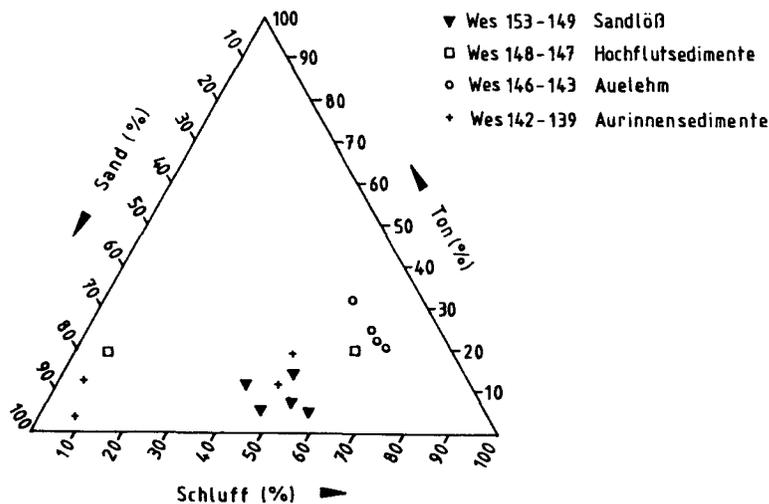


Abb. 17: Korngrößendiagramme der Deckschichten auf der Übergangsterrasse westlich von Hastenbeck (Abb. 9: Kiesgrube Nr. 1)

Der Sandlöß, sowie die fluvialen Hochflut- und Au-rinnensedimente unterscheiden sich in der Regel deutlich in ihren Korngrößenverteilungen (Abb. 17). Lediglich die im vorliegenden Profil beprobten feinsandstreifigen Auelehmhorizonte (Abb. 17: Proben Wes 142, 139) ähneln in ihrer Korngrößenzusammensetzung dem Sandlöß. Im Gegensatz zum Sandlöß liegen bei ihnen aber rd. 90% der Sandkorngröße im Feinsandbereich, während beim Sandlöß der Mittelsand mit 20 - 30% deutlich vertreten ist (Tab. 2 im Anhang: Deckschichtenprofil "Hastenbeck West"). Zudem besitzen sie ein anderes sedimentologisches Erscheinungsbild in Form einer Wechsellagerung von millimeterstarken Feinsandstreifen mit schluffig-feinsandigen Auelehmbändern.

Der in der ÜT-Auenfazies (Abb. 16: Fazies IIa und IIIa) ausgebildete pseudovergleyte Bt-Horizont einer Parabraunerde kann als eine Bodenbildung des älteren Holozäns angesehen werden, wobei die Lesivierungsdynamik durch die sandig-schluffigen Deckschichten des Sandlösses hindurchgriff. Da als rezenter Oberflächenboden im hier betrachteten Aufschlußprofil (Abb. 16) lediglich eine schwach entwickelte Braunerde ausgebildet ist, ist eine junge äolische Umlagerung der hangenden Sandlößpartien verbunden mit der Zufuhr von unverwitterten Bodenpartikeln anzunehmen

Unklar ist die genaue zeitliche Stellung der ÜT. Aus dem stratigraphischen Kontext ist gesichert, daß sie älter als die hoch- und spätglazialen Niederterrassen NT 1 bis NT 3 ist (s.u.). Der weitgehend vertikal aufgehöhte Schotter-Faziestyp ihrer Flußbetsedimente ist aus Mitteleuropa bisher nur von Terrassenkörpern bekannt, die unter kaltzeitlichen Bedingungen aufgeschottert wurden. Da nach dem derzeitigen Kenntnisstand die Sedimentation von Sandlößen älter als Bölling ist (VIERHUFF 1967: 73 ff.; LANG 1990), im allgemeinen geht man davon aus, daß Sandlöss in Norddeutschland im ausgehenden Hoch- oder beginnenden Spätglazial abgelagert wurden (u.a. LANG 1990: 98), dürfte die Ausbildung des liegenden humosen Horizontes zeitlich den aus dem Frühglazial bekannten Humuszonen entsprechen. Die kalklimatische Aufschotterung der ÜT fand damit entweder im Frühglazial der Weichsel-Kaltzeit oder bereits warthezeitlich statt.

Weitere zur Alterseinstufung der Niederterrassen aussagekräftige Deckschichtenprofile findet man häufiger auf der NT 2. Sie zeigen als Abschluß der primären NT 2-Auenfazies eine Feuchtschwarzerde-Bodenbildung (Pseudotschermosem) (Abb. 16: Fazies IIc Nr. 3; Abb. 18: Profil C), die unter jüngeren Hochflutsedimenten begraben ist (Abb. 16: Fazies IIIc bis IIIe; Abb. 18: Fazies V bis VII). Die Bil-

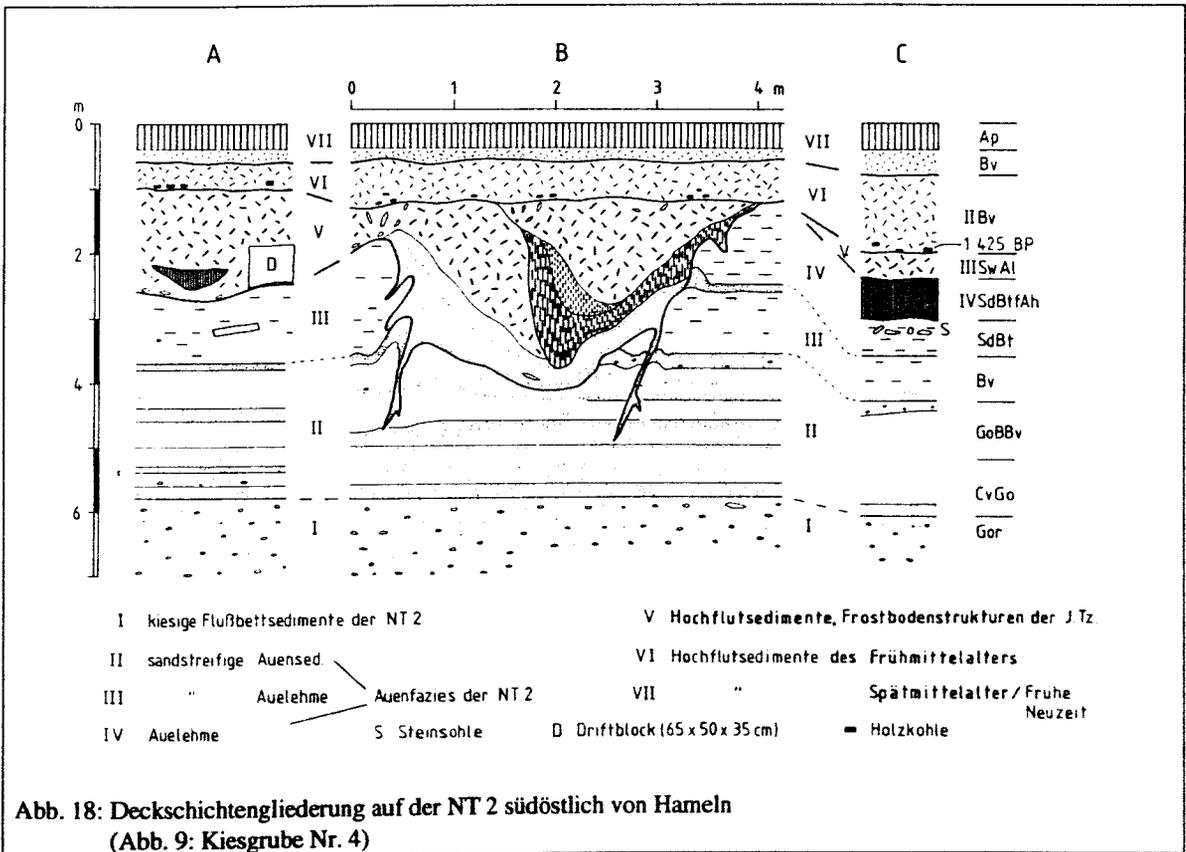


Abb. 18: Deckschichtengliederung auf der NT 2 südöstlich von Hameln (Abb. 9: Kiesgrube Nr. 4)

dung von Feuchtschwarzerden ist im westlichen Mitteleuropa sowohl aus dem älteren Holozän als auch aus dem Bölling- und/oder Alleröd-Interstadial seit längerem bekannt. In Abb. 19 (Profilschnitt 1a - 1b) ist zum Beispiel eine holozäne Feuchtschwarzerde als fossiler Bodenhorizont innerhalb der tieferen Füllung einer sekundären Auenrinne auf der NT 3 erfaßt. In Hochposition ist dort ihr Humus als Folge der nachfolgenden Überprägung durch eine Parabraunerdebildung stärker zu einem dunkelbraunen Ah-Horizont degradiert. Ihr holozänes Alter ist durch das Auftreten eines Eichenholzes an der Basis der Auenrinne gesichert.

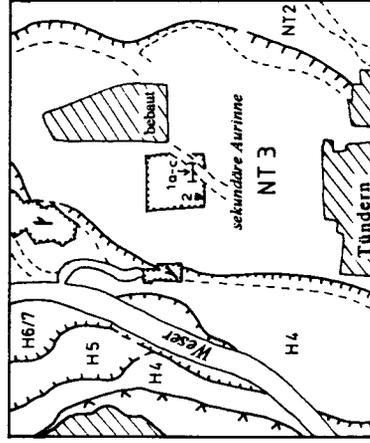
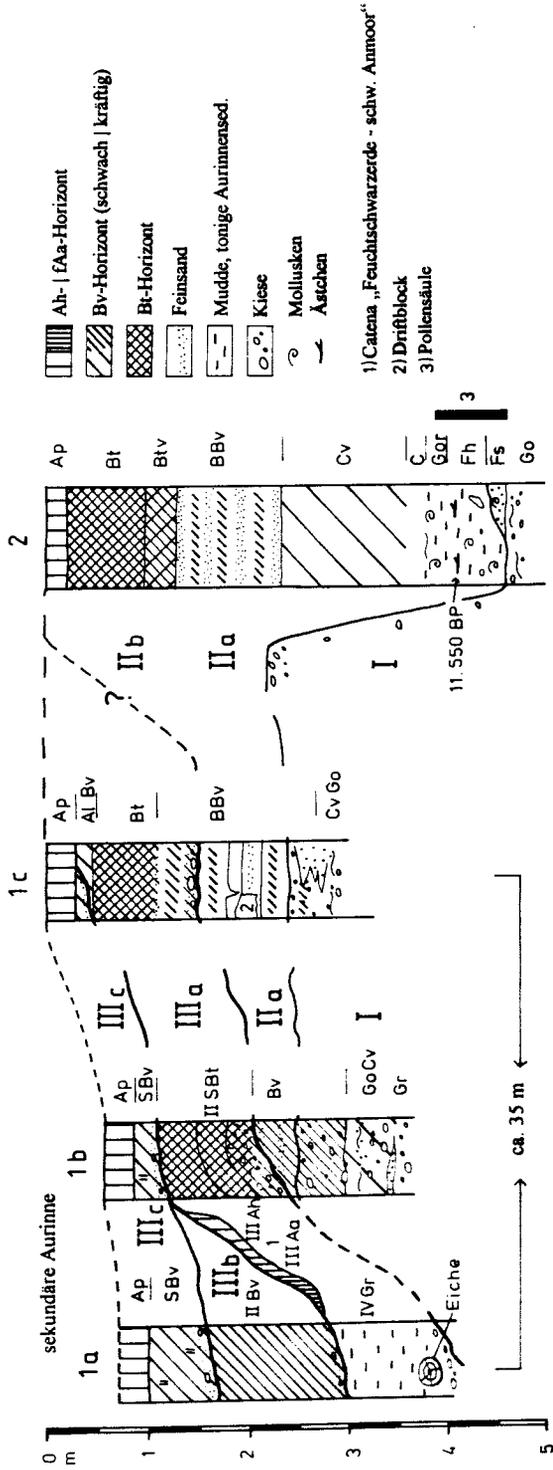
Die auf der NT 2 ausgebildete Feuchtschwarzerde entstand dagegen jüngstens im Alleröd, denn sie wurde unter Kaltklimabedingungen des ausgehenden Spätglazials kryoturbar verwürgt, als parautochthones Bodensediment solifluidal in unmittelbar benachbarte Depressionen verlagert (Abb. 16: Fazies V/4) oder als gefrorene Bodenschollen bei erneuter Überflutung der Terrassenoberfläche mit den Hochwässern weitertransportiert (Abb. 18: Profil A, Fazies V). Derartige Bodenschollen treten aber nicht nur innerhalb jüngerdryaszeitlicher Hochflutsedimente auf den beiden älteren Niederterrassen auf, sondern sind vereinzelt auch in den primären Auensedimenten auf der NT 3 eingelagert. Im Hamelner Raum ist die Feuchtschwarzerde auch als Kolluvium in der Füllung von bis zu 1,5 m tiefen, kesselartigen Froststrukturen eingelagert (Abb. 18: Profil B, Fazies V). Das die Aufschotterung der NT 2 bereits im Alleröd-Interstadial abgeschlossen war, zeigt ebenfalls ein allerödzeitliches Pollenspektrum der basalen Randsenkenfüllung der NT 2 im Hamelner Raum (SCHELLMANN & SCHIRMER U. in diesem Band).

Bereits vor Bildung der allerödzeitlichen Feuchtschwarzerde kam es auf der NT 2 im Hamelner Raum durch intensive Auffrierprozesse zur Ausbildung einer Steinsohle (Abb. 18: Profil C, Fazies IV/S). Deren unregelmäßige und unsortierte, häufig kantige, bis 20 cm langen Steine sind in Taschen oder als bis zu 15 cm mächtige und 5 m lange Lagen angereichert. Die in der Steinsohle dokumentierte Frostbodenphase fand, aufgrund der Überlagerung durch die allerödzeitliche Feuchtschwarzerde, jüngstens in der Mittleren Dryas statt. Da diese Frostbodenphase auch syngenetisch parallel zum weiteren NT 2-Terrassenausbau vorstellbar ist, weist sie zumindest daraufhin, daß größere Areale der NT 2 bereits in der Mittleren Dryas existierten. Diese spätglaziale Bildung der Feuchtschwarzerde auf der NT 2 belegt außerdem, daß die Weser mindestens

seit dem Alleröd im NT 3-Talgrundbereich geflossen ist.

Im Hamelner Raum wurden daher bereits im frühen Alleröd innerhalb primärer Auenrinnen der NT 3 Mudden mit eingelagerten Ästchen abgelagert (Abb. 19: Profil 2). Die an der Basis einer primären NT 3-Auenrinnenfüllung nördlich von Tündern (Abb. 9: Kiesgrube Nr. 6) ausgebildeten Mudden besaßen ein frühallerödzeitliches Pollenspektrum (SCHELLMANN & SCHIRMER U. in diesem Band). Die in diesen Mudden eingelagerten Ästchen ergaben ein entsprechendes ^{14}C -Alter von 11.550 ± 110 a BP (Abb. 19; Abb. 7).

Da innerhalb der Hamelner Talweite die Hochwasserspitzen als Folge der Stauwirkung der Wehrberger Enge, der Einmündung größerer Nebenbäche (Emmer, Hamel, Humme) und des seit dem Hochmittelalter bestehenden Wehres höher ausfallen, unterliegen dort die tieferen Areale der beiden jüngeren Niederterrassen NT 2 und NT 3 einer kräftigen Hochflutüberformung. Ergebnis der Hochwasserüberformung sind sowohl mehrere Meter tief eingeschnittene und wieder verfüllte sekundäre Auenrinnen, wie in Abb. 19 (Profil 1a bis 1c) auf der NT 3 nördlich von Tündern im Querschnitt aufgeschlossen, als auch stärker flächenhaft ausgebreitete, die Tiefenzonen auskleidende und damit das Relief einbende Hochflutsedimente (Abb. 16, Abb. 18). Innerhalb der Auensedimentdecke sind häufiger Böden begraben. Sie zeigen an, daß neben Phasen gesteigerter Hochwasserüberformung mehrfach längere Ruhezeiten existierten mit stark abgeschwächter Hochfluttätigkeit und Bodenüberprägung der zuvor abgelagerten Sedimente. Während die älteren Hochflutsedimente von einer Parabraunerdebildung überprägt sind, besitzen die beiden jüngsten lediglich schwach bzw. kräftig entwickelte Braunerden (Abb. 16: Profil A4, A6 Fazies III d, IIIe; Abb. 19: Profil 1a Fazies IIIb, IIIc). Diese jungen Hochflutablagerungen treten nicht nur auf den tiefergelegenen NT 3-Flächen auf, sondern sind auch noch innerhalb der morphologischen Tiefenzonen auf der NT 2 weit verbreitet. Holzkohlen an der Basis der beiden jüngeren Hochflutablagerungen (Abb. 16: Profil NT 3/A4) ergaben ein ^{14}C -Alter von 1.425 ± 65 a BP (Wes 116 - Hv 16474; dendrochronologisch korrigiert um 560 - 675 n. Chr.) und bestätigen deren junges Ablagerungsalter. In einer zwischengeschalteten Ruhephase entwickelte sich auf dem älteren der beiden jungholozänen Hochflutsedimente eine kräftige Braunerde mit deutlicher Gefügebildung im Unterboden. Berücksichtigt man, daß



- I Flußbettsedimente der NT 3
- II primäre Auesedimente der NT 3: a) sandstreifige Aurinnensedimente, b) Auelehme
- III_a Hochflutsedimente: alt- bis mittelholozän (sekundäre Aurinnensedimente)
- III_b " " : mittelalterlich
- III_c " " : spätmittelalterlich/frühneuzeitlich

Abb. 19: Deckschichtengliederung auf der NT 3 nördlich von Tündern (Abb. 9: Kiesgrube Nr. 6)

eine derartig kräftige Braunerde auch auf vorverwitterten Auensedimenten sicherlich eine Bildungszeit von mehreren hundert Jahren benötigt, dann dürfte das hangende jüngste Auensediment wahrscheinlich im Zeitraum Spätmittelalter/Frühe Neuzeit abgelagert worden sein.

Die beiden subatlantischen Hochflutlehme werden innerhalb der sekundären Auenrinne auf der NT 3 nördlich von Tündern von einer älteren Hochflutfazies unterlagert. Auf ihr konnte sich in einer Ruhephase der Hochflutsedimentation am Rande der Rinne eine Feuchtschwarzerde entwickeln, die in der Rinne in ein schwarzes Anmoor übergeht. Der schwarze Humushorizont der Feuchtschwarzerde wurde am Rande der Rinne anschließend noch von einer Auenparabraunerde-Bodenbildung überprägt. Das Ablagerungsalter der Hochflutfazies und die Bildung der Catena "Auenschwarzerde - Anmoor" kann mit Hilfe folgender Überlegungen eingengt werden. Auenparabraunerden treten im unteren Oberwesertal auf den Auensedimenten jüngerer Auenflächen als die der atlantischen H2-Terrasse nicht mehr auf. Von daher ist davon auszugehen, daß die Verfüllung der sekundären Auenrinne älter als das Subboreal ist. In ihren vergleyten Basisschichten ist eine Eiche eingelagert (Abb. 19: Profil 1a/Fazies IIIa). Die postglaziale Eicheneinwanderung fand im nördlichen Mitteleuropa frühestens an der Wende Präboreal/Boreal statt (u.a. BECKER et al. in diesem Band: Tab. 3). Im unteren Oberwesertal stammt die bisher älteste datierte Eiche aus der Zeit um ca. 8.730 a BP (SCHMIDT 1977). Damit dürfte die Verfüllung der sekundären Auenrinne und die nachfolgende Feuchtschwarzerdebildung im Zeitraum mit Ausgang des Präboreals und vor dem Subboreal stattgefunden haben.

Seit fast einhundert Jahren hält sich in der Literatur die Vorstellung von bedeutenden holozänen Flußlaufverlagerungen der Weser in der Hamelner Talweitung (u.a. KELLER 1901: 17 ff.; NATERMANN 1937; BREMER 1959: 26; BRÜNGER 1973: 111 ff.). Nach NATERMANN (1937: 63 f.) soll die Weser zwischen ca. 4000 v. Chr. bis zum Jahre 1374 n. Chr. von Ohsen an zwischen Tündern und Hastenbeck hindurch am Ostrand der Hamelner Talweitung geflossen sein und dort mehrfach ihren Lauf verlagert haben. Dem widerspricht, daß - wie oben dargestellt - der Talboden zwischen Tündern und Hameln bis auf den wesernahen Auenbereich aus jungpleistozänen Niederterrassenflächen aufgebaut ist (Abb. 9). Dort sind lediglich innerhalb der verlandeten Paläomäander und Auenrinnen mächtigere holozäne

Auenrinnenfüllungen vorhanden, an deren Basis natürlich auch holozäne Floren, Knochen warmzeitlicher Faunen und auch Eichen (zum Beispiel Abb. 19: Profil 1) auftreten. Bei diesen Ablagerungen handelt es sich jedoch um Hochflutsedimente und keine Flußbettablagerungen eines holozänen Weserlaufes. Auch die von NATERMANN (1937: 30 ff.) aus dem Hamelner Stadtgebiet angeführten frühgeschichtlichen Funde, historischen Artefakte, warmzeitlichen Faunen und Floren stammen aus Auensedimenten und können ohne weitere Kenntnisse über deren Faziestyp - primäre Auen- oder sekundäre Hochflutsedimente - oder über das Alter der unterlagernden Flußbettsedimente nicht zur Rekonstruktion eines ehemaligen Weserlaufes herangezogen werden. Die wesentliche Grundlage für die Auffassung, die Weser habe erst um 1374 ihren Lauf auf die westliche Talseite verlegt, bildet die Familienchronik des Freiherrn von HAKE (u.a. NATERMANN 1937: 34). Bereits MEYER-HERMANN (1929) und vor allem Krüger (1932) konnten jedoch u.a. anhand historischer Urkunden und Karten aufzeigen, daß die Aussage der Chronik, die Weser sei bis 1374 zwischen Tündern und Hameln am östlichen Talrand geflossen, mehr als anzuzweifeln ist.

Insgesamt weisen die verschiedenen Deckschichtengliederungen auf ein zumindest prähochglaziales, evtl. bereits vorletztaltzeitliches Bildungsalter der ÜT. Die Aufschotterung der NT 1 und NT 2 war vor dem Alleröd-Interstadial, eventuell noch vor der Mittleren Dryas abgeschlossen. Da mit dem Bölling-Interstadial eine erste deutliche Klimaverbesserung und Vegetationsänderung einsetzte, ist anzunehmen, daß die Ausbildung der beiden älteren Niederterrassen bereits vor dem Bölling endete und dieser kräftige klimatische Einschnitt den Umbruch zur NT 3 auslöste. Für die NT 3 ist gesichert, daß sie mindestens bereits im frühen Alleröd in Ausbildung begriffen war, wohl bis zum Ausgang der Weichsel-Kaltzeit. Als älteste der drei Niederterrassen sollte die NT 1 den klassischen Hauptniederterrassen entsprechen, deren Aufschotterung nach den wenigen bisher bekannten absoluten Altersdatierungen an Knochen und organischen Lagen weitgehend im Hochglazial der letzten Kaltzeit stattfand.

Mindestens seit dem Frühmittelalter ufernten in der Hamelner Talweitung extreme Weserhochwässer weiter aus, so daß auch auf der NT 2 in tieferen Auenpositionen junge Hochflutsedimente abgelagert wurden. Diese junge subatlantische Hochflutaktivität ist durch eine begrabene Auenbraunerde in eine wahrscheinlich früh- bis hochmittelalterliche

aber auch durch die Intensität ihrer kräftigsten Böden deutlich ab. Zwar sind sowohl auf den Niederterrassen als auch auf den beiden ältesten Holozänterrassen als maximale terrestrische Bodenentwicklung Auenparabraunerden verbreitet, aber diese unterscheiden sich anhand der Verwitterungsintensität und der Mächtigkeit der Unterböden. Bei den Niederterrassen besitzen die tonangereicherten Unterböden (Bt-Horizonte) meist eine Mächtigkeit von deutlich über 0,6 m mit kräftigen Tonhäuten auf den Oberflächen der Bodenaggregate, während die Auenparabraunerden auf den H1- und H2-Terrassen geringmächtigere Unterböden von häufig unter 0,4 m haben mit meist schwächeren Tonbelägen (Abb. 20).

Innerhalb der holozänen Auenflächen nimmt die Intensität der terrestrischen Bodenentwicklung nach Aufschlußbeobachtungen und Handbohrserien von den älteren zu den jüngeren Auenterrassen hin ab (Abb. 20; Profilbeschreibungen und Bodenanalysen in Tab. 2 im Anhang). Natürlich treten daneben in allen Auenbereichen auf jungen Hochflutsedimenten und Erosionsflächen jüngere, also weniger entwickelte Böden auf neben allen Übergängen zu stärker semiterrestrisch geprägten Bodentypen (Auenogleye). Infolge junger Aufkalkungen (Dünger, Hochwässer) sind zudem häufiger die Oberböden leicht aufgekalkt.

Generell kennzeichnen die H 7-Terrasse kalkhaltige Auenpararendzinen auf meist stark humosen Auensedimenten. Bereits auf der H 6-Terrasse sind bei Kalkgehalten um 1% im Ausgangssubstrat schwach verbrauchte Auenpararendzinen mit einer Entkalkungstiefe bis maximal 50 cm unter Flur weiter verbreitet (Tab. 2 im Anhang, Bodenprofil "Eisbergen"). Auf den H 5- und H 4-Terrassen sind dann bereits gelbbraune Auenbraunerden mit 0,3 - 0,7 m mächtigem Bv-Horizont entwickelt. Die Entkalkungstiefe reicht bei der H 5-Terrasse seltener, bei der H 4-Terrasse meistens bis auf den Grundwasserspiegel. Auf der H 3-Terrasse treten, neben kräftigen Auenbraunerden mit deutlicher Gefügebildung (Tab. 2 im Anhang, Bodenprofil "Costedt Nord"), erstmals lessivierte Auenbraunerden auf (Tab. 2 im Anhang, Bodenprofil "Engern"). Ihr Terrassenkörper ist bis auf den Grundwasserspiegel entkalkt. Auf den H 1- und H 2-Terrassen bilden Auenparabraunerden die maximale Bodenentwicklung (Tab. 2 im Anhang: Bodenprofil "Vennebeck"). Oft sind sie auch in den höheren zentralen Terrassenbereichen unter dezimetermächtigen jüngeren Hochflutsedimenten begraben und mehr oder minder stark ge-

kappt. Beide Terrassen sind bisher pedostratigraphisch nicht unterscheidbar. In den durchgeführten Eisenanalysen (Tab. 2 im Anhang) wird die makroskopisch sichtbare zunehmende Verbraunungsintensität von den jüngeren zu den älteren Terrassen hin vor allem wohl durch die Korngrößenunterschiede zwischen den Profilen und Horizonten überdeckt.

5. Die absolute Altersstellung der Talgrundterrassen

5.1. Übergangsterrasse und jungpleistozäne Niederterrassen

Die Übergangsterrasse ist aufgrund ihrer stratigraphischen Position im Tal jünger als die glazialen und eisrandnahen Ablagerungen der Drenthe-Vereisung, aber älter als die Niederterrassen. Auf der Übergangsterrasse wurden im Weichsel-Hochglazial weitflächig Sandlöss abgelagert. Geht man davon aus, daß der an der Basis des Sandlöß im Hamelner Raum ausgebildete humose Horizont zeitlich den aus dem Frühglazial bekannten Humuszonen entspricht, dann fand die kaltzeitliche Aufschotterung der Übergangsterrasse entweder im frühen Weichsel-Frühglazial oder bereits warthezeitlich statt. Anhand der Deckschichtengliederungen auf den beiden jüngeren Niederterrassen NT 2 und NT 3 im Hamelner Raum ist gesichert, daß die Ausbildung der NT 1 und NT 2 bereits vor dem frühen Alleröd abgeschlossen war (s.auch SCHELLMANN & SCHIRMER in diesem Band). Dabei dürfte die NT 1 als älteste der drei Niederterrassen im Weichsel-Hochglazial aufgeschottert worden sein. Für die NT 2 bleibt damit ein Bildungszeitraum nach Ausgang des Hochglazials und vor dem Alleröd. Da einzelne Areale der NT 3 bereits im frühen Alleröd ausgebildet waren, fand der Übergang von der NT 2 zur NT 3 wahrscheinlich mit der böllingzeitlichen Wiedererwärmung und Vegetationsausbreitung statt. Die Ausbildung der NT 3, in deren kiesigen Flußbettsedimenten als Indikator für kalkklimatische Ablagerungsbedingungen vereinzelt syngenetische Kryoturbationen auftreten, dürfte mit Ausgang der Jüngeren Dryas beendet gewesen sein. Bereits aus dem frühen Boreal datieren Eichen, die in holozänen Weserkiesen eingelagert sind (SCHMIDT 1977; Tab. 6).

Die ÜT und NT 1 sind weitgehend von einem stark verzweigten Weserlauf ("braided river") aufgeschottert worden, während die NT 3 einen großbogig lateral geschichteten Kieskörper besitzt und daher von einem mäandrierenden, lateral umlagernden Hauptstromstrich gebildet wurde. Die auf der NT 2-

Oberfläche bei Großenwieden erhaltenen Paläomäander belegen, daß zumindest Teile der NT 2 bereits von einem mäandrierenden Weserlauf gebildet wurden. Damit erfolgte der flußdynamische Umbruch vom stark verzweigten Flußlauf des Hochglazials zum mäandrierenden Weserlauf an der unteren Oberweser zu Beginn oder im Laufe der NT 2-Ausbildung und damit im Zeitraum zwischen ausgehendem Hochglazial nach ca. 18.000 a BP und vor dem frühen Alleröd-, vermutlich vor dem Bölling-Interstadial.

5.2. Die holozänen Einzelterrassen

Bei den holozänen Terrassen bilden die zunehmende Bodenintensität von den jüngeren zu den älteren Auenterrassen hin wie auch ihre morphostratigraphische Aufeinanderfolge relative Altershinweise. In den kiesigen Flußbetsedimenten ihrer Terrassenkörper sind häufiger Baumstämme eingelagert. Vereinzelt finden sich auch Überreste warmzeitlicher Faunen, vor- und frühgeschichtliche Funde und jüngere Artefakte. Bereits bei der geologischen Detailkartierung dieses Raumes durch die Preußische Geologische Landesanstalt in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts erkennt NAUMANN (1927: 31 ff.), daß

in mehreren Aufschlüssen in der "unteren Terrasse" bei Hessisch Oldendorf warmzeitliche Faunen und organische Makroreste noch in mehreren Metern Tiefe unter Flur auftreten. Weiter weist er darauf hin, daß in einzelnen Kiesgruben in der dortigen Talau häufiger abgerollte Ziegel und Artefakte im Weserkies eingelagert sind. Daher kommt er bereits zur Schlußfolgerung ausgedehnter Weserkiesablagerungen auch in der jetzigen Warmzeit. Anfang der siebziger Jahre wurden dann aus Kiesgruben des unteren Oberwesertales von SCHMIDT (1973, 1977) zahlreiche subfossile Eichen gesammelt und dendrochronologisch sowie von FREUNDLICH (1977) mit Hilfe der Radiokohlenstoff-Methode datiert. Eine umfangreiche Liste mit ^{14}C -Altern ist von FREUNDLICH (1977) veröffentlicht worden.

Die bisher ältesten Eichen des unteren Oberwesertales stammen aus dem Raum Wehrbergen - Rinteln. In der unterhalb von Wehrbergen gelegenen Kiesgrube "Fischbeck" (Abb. 10: Kiesgrube Nr. 1) datieren drei Eichen bereits ins frühe Boreal mit Absterbealter um 8.700 - 8.400 a BP (FREUNDLICH 1977; Tab. 5). Die Kiesgrube liegt überwiegend in der H 2-Terrassenfläche, im östlichen Bereich kleinflächig auch noch in der H 1-Terrasse. Diese ältesten Wesereichen könnten aus dem H 1-Schotterkörper

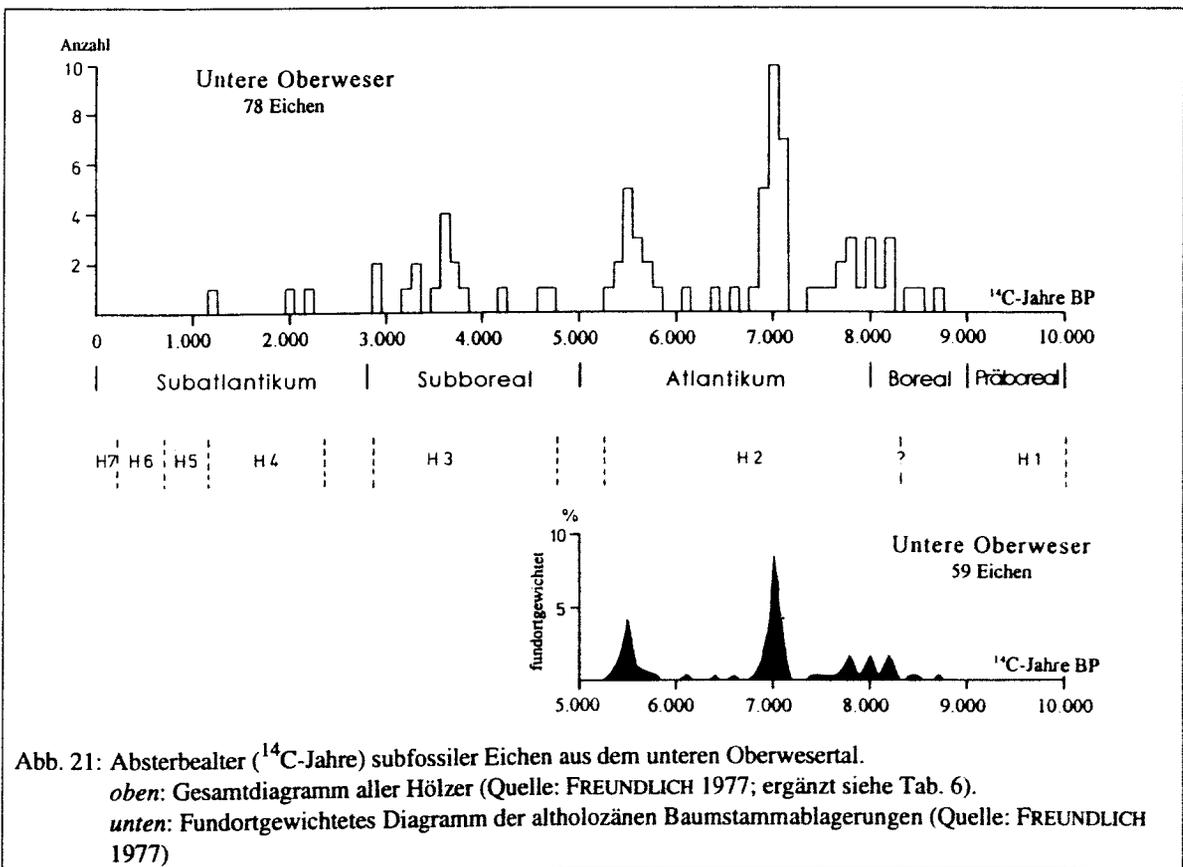


Abb. 21: Absterbealter (^{14}C -Jahre) subfossiler Eichen aus dem unteren Oberwesertal.

oben: Gesamtdiagramm aller Hölzer (Quelle: FREUNDLICH 1977; ergänzt siehe Tab. 6).

unten: Fundortgewichtetes Diagramm der altholozänen Baumstammablagerungen (Quelle: FREUNDLICH 1977)

Tab. 5: Altersbelege zur Ausbildung der spätglazialen und holozänen Terrassen im unteren Oberwesertal
(zur Lage der Lokalitäten siehe Text)

Terrasse	Fazies	Lokalität Kiesgrube	Pr.-Nr. Wes	Labor Nr	¹⁴ C-Alter BP	Quelle der Altersangaben
		Lokalität		Artefakte		
H 7						
H 6	z. B. südlich von Hessisch Oldendorf		Flurnamen aus der Mitte des 18. Jh. (Fuhler Busch 1750, Münchhausen- insel 1750, Kälberkamp 1720 etc.)			MAACK (1974)
H 5	z. B. H 5-Mäanderbogen westlich von Hessisch-Oldendorf		Flurnamen jüngstens aus dem 15. Jh. (Fuhler Masch 1540, Looke 1475)			MAACK (1974)
	an der Basis einer H 5- Paläomäanderfüllung	Fischbeck	2	Hv 16175	680 ± 60	
	Hess. Oldendorf, Kiesgrube „Piening“, Abbau um 1960, H 5-Flußbettsediment		Einbaum mit Gerätschaften des hohen Mittelalters abgerollte Ziegelbrocken			NOWOTHNIG (1963), NLADH
H 4	Flußbettsedimente	Tündern Nord	42	Hv 17792	1.150 ± 65	FREUNDLICH (1977) FREUNDLICH (1977)
	Flußbettsedimente	Tündern Nord		KN-I.997	2.040 ± 55	
	Flußbettsedimente	Tündern Nord		KN-I.876	2.230 ± 50	
H 3	H 3-Terrassenober- fläche mit schwach lessivierter Auen- braunerde	Windheim	eisenzeitliche Siedlungsspuren			WADB (TK 3520 Loccum, Kennziffer 143)
	an der Basis einer H 3- Paläomäanderfüllung	Engern Süd	27	Hv 16475	2.400 ± 55	
	an der Basis einer primären Aurinne	Costedt Nord	82	Hv 17794	2.650 ± 70	
	Flußbettsedimente	Costedt Nord	162	Hv 17796	2.940 ± 70	FREUNDLICH (1977) FREUNDLICH (1977)
	Flußbettsedimente	Engern Süd		KN-I.749	3.310 ± 50	
Flußbettsedimente	Engern Süd	72	KN-I.888	3.320 ± 75		
Flußbettsedimente	Vennebeck	130	Hv 17793	3.975 ± 70		
Flußbettsedimente	Engern Süd		Hv 17795	4.720 ± 80		
		Engern Süd Fischbeck	2 jungsteinzeitliche Becher 1 Bronzebeil			ERDNIß (1961) NLADH (Gem. Engern u. Fischbeck)
H 2	Auensedimente ?	Fischbeck	1 Eiche		um 2.880	FREUNDLICH (1977)
	Flußbettsedimente	Fischbeck	42 Eichen		zwischen 8.150 bis 5.330	FREUNDLICH (1977)
	Flußbettsedimente	Rinteln-Friedhof	9 Eichen		zwischen 8.200 bis 6.090	FREUNDLICH (1977)
H 1 ?	?	Fischbeck	3 Eichen		zwischen 8.730 bis 8.390	FREUNDLICH (1977)
NT 3	Ästchen an der Basis einer primären Aurinne	Tündern Nord	203	Hv 17550	11.550 ± 110	

NLADH = Niedersächsisches Verwaltungsamt, Institut für Denkmalpflege, Hannover. Fundstellenkartei.
WADB = Westfälisches Amt für Denkmalpflege, Außenstelle Bielefeld. Fundregistratur.

stammen. Leider ist ihre genaue stratigraphische Position nicht bekannt.

Die überwiegende Anzahl der aus dieser Kiesgrube geborgenen Eichen datieren in den Zeitraum von ca. 8.200 - 5.300 a BP. Nach SCHMIDT (1977: 92) konnten von 208 Eichen aus dieser Kiesgrube 115 Eichen dendrochronologisch verknüpft werden. 80% der Eichen wuchsen im Zeitraum von ca. 8.100 - 6.900 a BP und 15% im Zeitraum von ca. 5.800 - 5.400 a BP. Lediglich eine Eiche besaß ein deutlich jüngeres Alter von ca. 2.880 a BP (Tab. 5), deren genaue Fundposition ist ebenfalls nicht bekannt. Aufgrund des jungen Alters ist anzunehmen, daß sie in jüngeren Auenrinnenfüllungen eingelagert war. Neben der Kiesgrube "Fischbeck", in deren östlichen Bereich auch der H 1-Terrassenkörper abgebaut wurde, liegen weitere von SCHMIDT und Freundlich datierte Eichen aus der Kiesgrube "Rinteln-Friedhof" (Abb. 11: Kiesgrube Nr. 3) vor. Diese Kiesgrube liegt vollständig innerhalb der H2-Terrasse. Die Absterbealter von neun Eichen liegen dort im Zeitraum zwischen ca. 8.200 - 6.100 a BP. Ihre Absterbealter entsprechen weitgehend der überwiegenden Mehrzahl der in der Kiesgrube "Fischbeck" datierten Eichen. Die Ausbildung der H 2-Terrasse ist daher generell ins Atlantikum zu stellen. Wie das fundortgewichtete Diagramm aller Absterbealter subfossiler Eichen aus dem unteren Oberwesertal zeigt (Abb. 21: unten), deuten sich um 7.000 und um 5.500 a BP zwei Aktivitätsphasen der Flußlaufverlagerungen mit verstärkter Einsedimentation von Eichenstämmen an.

Aus dem H3-Terrassenkörper wurde bei Fischbeck (Abb. 10: Kiesgrube Nr. 2) ein bronzezeitlicher und aus der Kiesgrube "Engern" (Abb. 11: Kiesgrube Nr. 1) ein endneolithischer Flußfund geborgen. Weiter liegen aus den in der H 3-Terrasse gelegenen Kiesgruben Engern Süd (Abb. 11: Kiesgrube Nr. 2), Costedt Nord (Abb. 12: Kiesgrube Nr. 2) und Vennebeck (Abb. 11: Kiesgrube Nr. 5) weitere ¹⁴C-Datierungen von fünf subborealen Hölzern vor mit Absterbealtern zwischen 4.700 - 2.900 a BP (Tab. 5). Im Raum Costedt Nord ergab die Datierung eines Holzes an der Basis einer primären Auenrinne ein ¹⁴C-Alter von 2.650 a BP (Abb. 7). Im Raum Engern belegt das ¹⁴C-Alter eines Holzes an der Basis der feinklastischen H 3-Paläomäanderfüllung von rd. 2.400 a BP (Abb. 7), daß die Ausbildung der H 3-Terrasse dort zu dieser Zeit abgeschlossen war. Unterhalb der Porta Westfalica im Raum Windheim finden sich auf dieser Terrasse bereits eisenzeitliche Siedlungsspuren (Tab. 5). Insgesamt besitzt damit die

H 3-Terrasse ein subboreales Alter. Die H 3-Terrasse ist aber auch die erste Terrasse, aus der ältere als subboreale Hölzer ausgebaggert wurden. So konnten SCHMIDT (1977) und FREUNDLICH (1977) aus der in der H 3-Terrasse gelegenen Kiesgrube Vennebeck (Abb. 11: Kiesgrube Nr. 5) zwei atlantische Eichen bergen. Auch in den Kiesgruben, die innerhalb der jüngeren Auenterrassen liegen, wie in der Hamelner Talweitung in der Kiesgrube "Tündern Nord" (Abb. 9: Kiesgrube Nr. 8), reichen die Absterbealter einzelner subfossiler Eichen bis ins Atlantikum zurück. Interessanterweise treten jedoch in den Talgrundbereichen, in denen der H 3-Weserlauf in einem weiten Mäanderbogen gegen die angrenzenden Niederterrassen ausholt, wie dies südlich von Engern der Fall ist (Abb. 11), bisher keine älteren als subboreale Holzfunde auf. Dieses Phänomen spricht für eine in situ Position der aus den jüngeren Terrassenoberflächen ausgebaggerten deutlich älteren Eichenstämmen, in der Weise, daß die Erosionsbasis der subborealen und jüngeren Terrassenkörper dort, wo sie dem altholozänen Talweg der Weser folgen, über älterholozäne Weserkiese hinweggreift. Das würde bedeuten, daß sich die Flußbettsohle der Weser seit dem frühen Subboreal erhöht hat. Eine andere Möglichkeit ist die, daß die älteren Eichen nachträglich umgelagert wurden und daher in den jüngeren Weserablagerungen erhalten sind. Ohne weitere Befunde bezüglich der Tiefenlagen der einzelnen Terrassenbasen ist diese Frage jedoch nicht zu entscheiden.

Für die H 4-Terrasse existieren bisher allein aus dem Raum Hameln aus einer in ihrer Terrassenfläche gelegenen Kiesgrube nördlich von Tündern (Abb. 9: Kiesgrube Nr. 8) absolute Altersdatierungen an subfossilen Eichen. Die jüngsten vier ¹⁴C-Alter ausgebaggelter Eichenstämmen liegen bei 2.230 und 2.040 a BP, sowie 1.150 und 1.060 a BP (Tab. 5). Insgesamt dürfte daher die H 4-Umlagerungsperiode den Zeitraum von der Eisen-/Römerzeit bis ins frühe Frühmittelalter umfassen.

Im H 5-Flußbettsediment treten häufiger abgerollte Ziegel auf. Auch die ehemalige Kiesgrube "südwestlich von Stau", aus der von Naumann (1927: 31) Ziegelsteingerölle eingelagert in Weserkiesen beschrieben werden, liegt in der H 5-Terrassenfläche. Nach Akten des Denkmalpflegeamtes in Hannover konnte aus einer in dieser Terrasse gelegenen Kiesgrube im Raum Fischbeck (Abb. 10: Kiesgrube Nr. 6) ein Einbaum mit Gerätschaften des Hochmittelalters geborgen werden (Tab. 5). Die ¹⁴C-Datierung eines Holzes an der Basis einer feinklasti-

schen H 5-Paläomäanderfüllung bei Fischbeck ergab ein Alter von ca. 680 a BP (Tab. 5). Damit dürfte ihre Ausbildung weitgehend mit Ausgang des Hochmittelalters geendet haben. So besitzen ihre Terrassenflächen häufiger Flurnamen, die mindestens bis in die Mitte des 15. Jh. zurückreichen (Tab. 5).

Zahlreiche Ziegel und die schwache Bodenentwicklung belegen die junge Anlage der H 6-Terrasse. Nach Flurnamen endete ihre Ausbildung noch vor Mitte des 18. Jh. (Tab. 5), so daß insgesamt eine spätmittelalterliche bis frühneuzeitliche Zeitstellung anzunehmen ist.

Die H 7-Terrasse, die jünger als die H 6-Terrasse ist, wird seit Mitte des 18. Jh. abgelagert.

6. Schlußfolgerungen

Die tiefste Lage ihrer Flußbettsohle hat die Weser nicht erst mit der durch die neuzeitlichen Korrektionsmaßnahmen ausgelösten Tiefenerosion erreicht, sondern mindestens bereits in der Elster-Kaltzeit. Daher werden die jüngeren Weserablagerungen auch außerhalb der Subrosionsgebiete, wie der Hamelner Talweitung, in weiten Talgrundbereichen des unteren Oberwesertales von diesen älteren pleistozänen Weserkiesen unterlagert. Bis zum Drenthe-Hochglazial wurden die Mittelterrassen aufgeschottert, eventuell auch bereits wieder zerschnitten (WORTMANN 1987), aber im einzelnen sind diese Vorgänge noch weitgehend unbekannt. Eine wichtige Zeitmarke zur Erfassung der jüngeren Talgeschichte bilden im unteren Oberwesertal verschiedene Sedimente der Drenthe-Vereisung. Ältere Weserablagerungen werden von ihnen überlagert, während jüngere sie zerschneiden. Die älteste postdrenthezeitliche Terrassenbildung, die in größeren Talgrundbereichen der Hamelner und Rintelner Talweitung erhalten ist, ist die Übergangsterrasse. Zwar treten vereinzelt noch höherliegende schmale Terrassenleisten auf, wie sie zum Beispiel DRIEVER (1921: 15 ff) und MIOTKE (1971: 227 ff.) aus dem Wesertal südlich des Buhns beschreiben, oder auch die vorerst als MT 1 bezeichnete Terrassenfläche südlich von Lachem (Abb. 10), aber deren stratigraphische Stellung ist bisher unklar. Sie könnten aus der ausgehenden Drenthe-Kaltzeit stammen. Die Übergangsterrasse liegt dagegen von diesen älteren höherliegenden Bildungen abgesetzt bereits innerhalb des Talbodens und wurde entweder im Weichsel-Frühglazial oder warthezeitlich aufgeschottert. Als "obere Niederterrasse" ist sie zudem von den tieferliegenden hoch-

und spätglazialen Niederterrassen NT 1 bis NT 3 durch ihre Sandlößbedeckung abgesetzt. Auch aus anderen Tälern des Alpenvorlandes und des Mittelgebirgsraumes sind derartige "lößbedeckte Niederterrassen" bekannt. Beispiele hierfür sind die "Fellheimer Terrasse" im Weißenhorner Tal an der Iller (zuletzt ELLWANGER 1988), die "T6" am Untermain (SEMMELE 1972), die "TE₂" an der Enz (BIBUS 1989), die "älteren Niederterrassenflächen" im Harzvorland (RICKEN 1982) und die "Übergangsterrasse" an der unteren Isar und der Donau (SCHELLMANN 1988). Gestützt auf paläopedologische Befunde wird die fluviale Akkumulation dieser Terrassenflächen an Main und Iller mindestens ins frühe Jungwürm, an

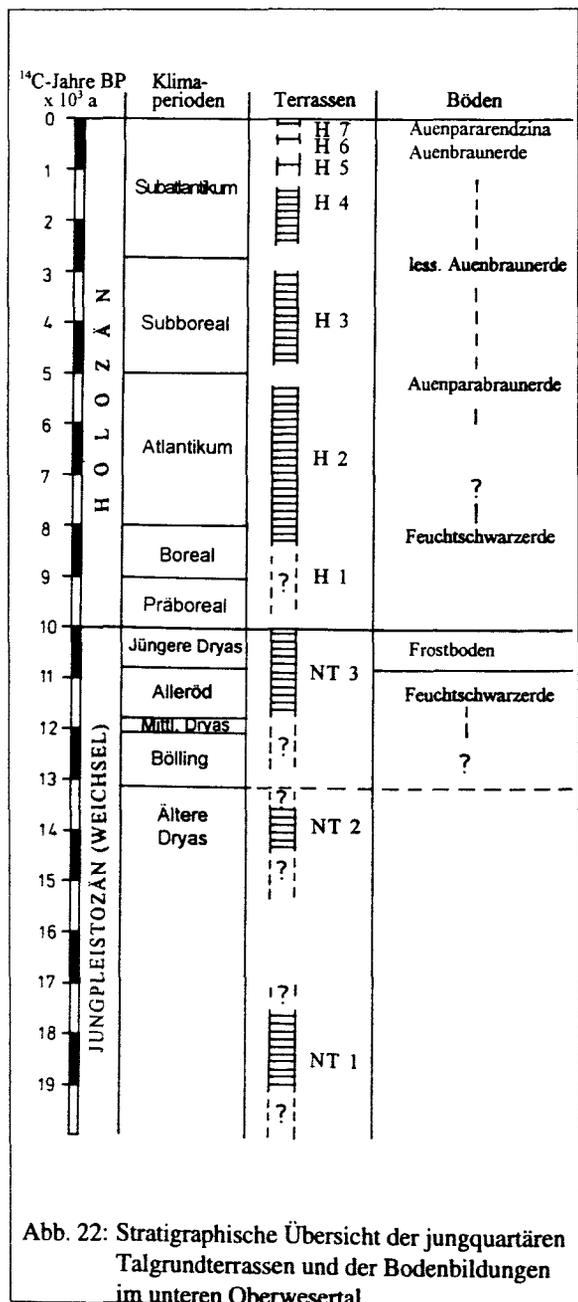


Abb. 22: Stratigraphische Übersicht der jungquartären Talgrundterrassen und der Bodenbildungen im unteren Oberwesertal

Donau, Isar, Enz und Weser mindestens ins frühe Mittel- bis Altwürm gestellt.

Innerhalb des Talbodens sind bis zu drei hoch- und spätglaziale Niederterrassen und maximal sieben holozäne Einzelterrassen verbreitet. Die absolute Alterseinstufung der Niederterrassen ergibt sich aus Befunden innerhalb ihrer Auensedimentbedeckung. Danach war die NT 3 im frühen Alleröd bereits in Ausbildung, wobei einzelne Kaltklimaindikatoren (syngenetische Kryoturbationen) innerhalb ihrer kiesigen Flußbettfazies darauf hinweisen, daß deren Ablagerung auch noch in der Jüngeren Dryas stattfand (Abb. 22). Die NT 2 ist dagegen älter als Alleröd, da sich jüngstens in dieser Zeit auf ihrer Oberfläche eine Feuchtschwarzerde bildete. Vermutlich endete ihre Ausbildung vor der ersten kräftigen Wiedererwärmung und Waldausbreitung des Spätglazials, also vor dem Bölling-Interstadial. Die NT 1 dürfte als älteste lößfreie Terrasse der in vielen Tälern erhaltenen Niederterrasse des Hochglazials entsprechen (Abb. 22).

Der flußdynamische Umbruch vom stark verzweigten Flußlauf des Hochglazials zum mäandrierenden Weserlauf erfolgte an der unteren Oberweser zu Beginn oder im Laufe der NT 2-Ausbildung und damit im Zeitraum zwischen ausgehendem Hochglazial nach ca. 18.000 a BP und vor dem Alleröd-Interstadial. Auch im Talabschnitt der Mittelweser stellen LIPPS (1988: 85) und LIPPS & CASPERS (1990: 113) fest, daß auf den Niederterrassenflächen bei Stolzenau ein höheres Niveau mit Rinnen und kleinen Paläomäandern eines verwilderten Flußsystems ("braided river") erhalten ist. Dagegen finden sich innerhalb der tiefergelegenen Niederterrassen-Oberfläche der sog. "Stolzenauer Terrasse" große Paläomäander eines mäandrierenden Weserlaufes. Den Umschwung vom verwilderten zum mäandrierenden Weserlauf sehen sie spätestens im Alleröd, vielleicht während des Bölling-Interstadials (LIPPS & CASPERS 1990: 111). CASPERS (1993) belegt anhand pollenanalytischer Untersuchungen, einer ¹⁴C-Datierung (torfiger Sand) und durch den Nachweis der Laacher See-Tephra, daß einer dieser großen Paläomäander westlich von Stolzenau bereits im Alleröd mit Hochflutsedimenten verfüllt wurde. Auch im Obermaintal und im Isartal im Raum München fand dieser Umbruch bereits vor dem Bölling-/Alleröd-Interstadial statt, im Donautal dagegen erst an der Wende Spätglazial/Holozän. Im unteren Isartal gibt es Hinweise für einen erstmaligen Wechsel zum Mäanderfluß im Zeitraum Bölling-/Alleröd-Interstadial. Nach erneuter Verwilderung

des Isarlaufes in der Jüngeren Dryas erfolgte am Übergang zum Holozän der bisher letztmalige Umbruch zum mäandrierenden Isarlauf (SCHELLMANN et al. in diesem Band). Dieser flußmorphologische Umbruch findet in verschiedenen Tälern und Talabschnitten zu unterschiedlichen Zeiten im Laufe des Spätglazials statt, da er weitgehend von lokalen und regionalen Veränderungen der flußinternen Größen (Abfluß, Gefälle, Fracht) und der Vegetation gesteuert wird (s.a. FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band).

Entlang der unteren Oberweser bilden die drei Niederterrassen eine Terrassentreppe, während die holozänen Einzelterrassen als Reihenterrassen eine weitgehend ähnliche Oberflächenlage besitzen. Der Höhenabstand zwischen diesen beiden größeren Terrassengruppen variiert von Tal- zu Talabschnitt. Im Hamelner Raum gehören die beiden jüngeren Niederterrassen noch zum Auenniveau und unterliegen daher einer stärkeren holozänen Hochflutdynamik. Talwärts ist dagegen die holozäne Talaue zunehmend tiefer in den weichselzeitlichen Talboden eingetieft, so daß dort lediglich tiefere Rinnenpositionen auf den Niederterrassen von extremen Hochwässern noch erreicht werden, während in der Costedter Talweitung die Niederterrassenflächen hochwasserfrei sind. Diese im Talverlauf unterschiedliche Oberflächenerhebung der Niederterrassen in oder über der holozänen Talaue ist sicherlich eine Folge lokaler Veränderungen des Geschiebeeintrages und des Transportvermögens der Weser. Ausgelöst wird dies durch den Wechsel von Engtalstrecken mit Talweitungen sowie durch die Einmündung bedeutenderer Nebenflüsse. Während die Wehrberger Talenge talaufwärts einen Rückstau der Weser bewirkt und damit eine stärkere holozäne Sohleneintiefung und Ausräumung verhindert hat, trifft dies für den holozänen Weserlauf oberhalb des Vlothoer Engtales und insbesondere oberhalb der Talenge Porta Westfalica nicht zu. Dort tiefte sich die Weser bereits im Laufe des Spätglazials und insbesondere am Übergang Spätglazial/Holozän in den kaltzeitlich aufgehöhten NT 1-Talboden kräftig ein. Damit zeigt sich auch im unteren Oberwesertal die Bedeutung vor allem lokaler Einflußfaktoren auf den Terrassenbaustil der jungquartären Talgrundterrassen, wie er auch aus dem Donautal zwischen Regensburg und Künzing bekannt ist (SCHELLMANN 1991).

Mindestens seit dem frühen Boreal wurde die holozäne Talaue im Zuge seitlicher Flußverlagerungen der Weser ausgeweitet. Anhand der holozänen Einzelterrassen sind bis zu sieben Umlagerungs-

perioden morphologisch und weitgehend auch pedostratigraphisch faßbar (Abb. 22). In jeder Umlagerungsperiode kam es wie bereits zuvor bei den jungpleistozänen Niederterrassen annähernd zeitgleich im räumlichen Neben- und Übereinander zur Ablagerung kiesig-sandiger Flußbettsedimente und feinklastischer primärer Auensedimente. Leider ist von einzelnen punktuellen Hinweisen abgesehen der Tiefgang der holozänen Umlagerungen noch weitgehend unbekannt. Während aus den Flußbettsedimenten der jungpleistozänen Terrassen bisher keine absoluten Altersbelege vorliegen, können die Umlagerungsperioden der holozänen Terrassen mit Hilfe von ^{14}C -Daten eingelagerter subfossiler Hölzer und einzelner Artefakte, aber auch über punktuelle Altershinweise von ihren Terrassenoberflächen annähernd eingegrenzt werden.

Selbstverständlich hat die Weser zu jeder Zeit Schotter umgelagt und natürlich war die Umlagerung desto größer, desto höher der Abfluß war. Das bedeutet, daß vor allem die witterungsabhängigen Hochwasserereignisse und bordvollen Abflüsse in Wechselwirkung mit der spezifischen Flußlaufkonfiguration und lokalen flußinternen Faktoren (Geschiebeeintrag von den Ufern und Nebenflüssen, lokale Gefällsverhältnisse, Uferstabilität etc.) das Ausmaß der einzelnen Umlagerungsereignisse steuern. Aus dem aktuellen Abflußverhalten ist bekannt, daß das Auftreten von bordvollen Abflüssen und Hochwasserereignissen zwischen den verschiedenen mitteleuropäischen Flußsystemen in der Regel nicht synchron stattfindet. Erst bei Betrachtung längerer Zeiträume von mehreren hundert Jahren ergeben sich Klimaphasen mit einer überregional verbreiteten größeren Anzahl von Hochwasserereignissen, aber auch Phasen mit abgeschwächter Hochwassertätigkeit. Da das Auftreten von Hochwässern neben dem Niederschlag auch von plötzlich eintretenden Schneeschmelzen und von Eisgängen ausgelöst werden kann, treten sie vermehrt in den feuchteren und kühleren Klimaoszillationen des Holozäns auf. Für den Zeitraum Spätmittelalter und Frühe Neuzeit wurde dieser Zusammenhang für den Obermain von GERLACH (1990) aufgezeigt. Sie sind aber sicherlich auch für das ältere Holozän anzunehmen. Daher ist davon auszugehen, daß in Zeiten mit zahlreicheren Hochwässern und vermehrten bordvollen Abflüssen, also in der Regel in den feuchteren und kühleren holozänen Klimaphasen, verstärkte Flußbettverlagerungen stattfanden und damit in diesen Perioden der Hauptteil der Flußbettfazies einer Terrasse abgelagert wurde. Das bedeutet aber, daß die Aufarbeitung und Umlagerung der älteren Ablagerungen und die

laterale Ausweitung der holozänen Weseraue sicherlich nicht kontinuierlich geschah, sondern im Wechsel von abgeschwächten und intensivierten Umlagerungsphasen. Aufgrund der - statistisch gesehen - zu geringen Anzahl von Altersdaten aus den einzelnen holozänen Terrassenkörpern ist es jedoch bisher nicht möglich, innerhalb der Umlagerungsperioden Aktivitätsphasen gesteigerter und abgeschwächter Flußbettverlagerungen zu erkennen. Vor allem bei der langen Bildungszeit der alt- und mittelholozänen H 1- bis H 3-Terrassen ist davon auszugehen, daß diese Terrassen mehrphasig entstanden sind. Die zahlreichen Holzdaten aus dem H 2-Terrassenkörper deuten auf eine Zweiphasigkeit ihrer Ausbildung um 7.000 und 5.500 a BP. Auffallend ist, daß seit Ausbildung der subborealen H 3-Terrasse im nachfolgenden Subatlantikum vier Terrassenkörper auftreten, die in immer kürzeren Zeiträumen gebildet worden sind.

Ergebnis des Wechsels von hochwasserreichen und -armen Zeiten sind die Wechsellagerungen von Hochflutsedimenten und Bodenbildungen in den Auenrinnenfüllungen auf den spätglazialen Niederterrassen in der Hamelner Talweitung. Dort belegen begrabene fossile Bodenentwicklungen mehrere Ruhephasen (Abb. 23), die es ermöglichten, daß sich in diesen extrem hochwassergefährdeten Auenrinnen im Alleröd und im älteren Holozän Feuchtschwarzerden entwickeln konnten. In historischer Zeit bildete sich weiterhin auf den im frühen Mittelalter abgelagerten Hochflutsedimenten eine Auenbraunerde, deren Unterboden dann im Zuge einer jüngsten Aktivitätsphase begraben wurde. Weiterhin belegen die bis auf tiefere Areale der NT 2 übergreifenden jungholozänen Hochflutsedimente eine höhere Reichweite extremer Hochwasserlagen seit dem Frühmittelalter. Beide Phänomene, die Intensivierung der lateralen Umlagerungstätigkeiten im Bereich des Flußbettes mit der Ausbildung von vier in immer kürzeren Zeiträumen entstandenen subatlantischen Einzelterrassen H 4 bis H 7, aber auch die höher ausfallenden Hochwässer sind Kennzeichen des innerholozänen Umbruches in der Flußdynamik, der wohl sehr stark anthropogen beeinflusst sein dürfte.

7. Zusammenfassung

In den Talweitungen des unteren Oberwesertales sind im Talboden bis zu drei hoch- und spätglaziale Niederterrassen und maximal sieben holozäne Einzelterrassen verbreitet. Während die Aufschotterung

der älteren Niederterrasse, der NT 1, im Hochglazial der letzten Kaltzeit stattfand, endete die Ausbildung der jüngeren NT 2 noch vor dem Alleröd, wahrscheinlich vor dem Bölling-Interstadial. Die jüngste Niederterrasse die NT 3 entstand im Zeitraum vom frühen Alleröd bis zum Ausgang des Spätglazials (Abb. 22). Ebenso, wie größere Areale der beiden jüngeren Niederterrassen NT 2 und NT 3, wurden mindestens sieben weitere Terrassenkörper im Laufe des Holozäns durch seitliche Flußlaufverlagerungen ausgebildet: die H 1- bis H 7-Terrassen.

Dabei kam es im langen Zeitraum des Alt- und Mittelholozäns lediglich zur Ausbildung dreier Terrassen: den H 1- bis H 3-Terrassen. Dagegen wurden im Jungholozän in immer kürzeren Zeiträumen vier weitere Einzelterrassen gebildet: die H 4- bis H 7-Terrassen. Dieser innerholozäne Einschnitt in der jüngeren Talgeschichte der unteren Oberweser wird als Ausdruck einer Instabilisierung des fluvialen Systems durch zunehmende anthropogene Eingriffe in den Naturhaushalt vor allem durch Auflichtung und Entfernung der Vegetation (Rodungen) angesehen. Eine weitere Folge der anthropogenen Eingriffe ist die seit dem frühen Mittelalter in der Hamelner Talweitung feststellbare Vergrößerung des Überschwemmungsraumes bis auf ehemals hochwasserfreie NT 2-Areale.

Der grundlegende Einschnitt in der Abflußdynamik der unteren Oberweser seit dem Weichsel-Hochglazial ereignete sich jedoch bereits vor dem Alleröd nach Ausbildung der NT 1. Wahrscheinlich mit der ersten Wiedererwärmung am Ausgang des letzten Hochglazials wandelte sich das Abflußbild der unteren Oberweser vom "braided river" zum weitgehend einfadigen, gewundenen und mäandrierenden Flußlauf des Spät- und Postglazials. An Stelle vorwiegender vertikaler Aufhöhung des Talbodens wurde in der Folgezeit durch den nun gebündelten Abfluß große Areale des Talbodens im Zuge seitlicher Flußlaufverlagerungen umgelagert. Die phasenhaft verstärkte und abgeschwächte Umlagerungstätigkeit führte zur Ausbildung mehrerer spät- und postglazialer Einzelterrassen, wobei Alter und Anzahl der Umlagerungsphasen bis auf die Umlagerungsperiode der H 2-Terrasse im einzelnen nicht bekannt sind. Innerhalb der atlantischen H 2-Umlagerungsperiode deuten die Absterbealter der in diesem Zeitraum eingesiedelten Hölzer auf zwei bedeutende Aktivitätsphasen lateraler Umlagerungen hin und zwar im älteren Atlantikum um 7.000 a BP und um 5.500 a BP.

Diese hoch-, spät- und postglazialen Terrassen des Talbodens werden in einzelnen Talweitungen zum Talrand hin von höheren sandlößbedeckten Terrassenleisten begleitet, die den morphologischen Übergang bilden zu den mittelpleistozänen Mittelterrassen und zu den glazigenen Drenthe-Ablagerungen des tieferen Talhanges. Diese Übergangsterrassenflächen sind jünger als die Drenthe-Inlandvereisung und älter als die hochglaziale NT 1, so daß die Aufschotterung ihres Terrassenkörpers entweder zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit oder bereits warthezeitlich stattfand.

8. Danksagung

Besonderen Dank gebührt Herrn Prof. Dr. W. SCHIRMER (Univ. Düsseldorf, Abt. Geologie), der die vorliegenden Untersuchungen angeregt hat, sowie ihm und der DFG für die großzügige finanzielle Förderung im Rahmen des DFG-Projektes "Flußdynamik und Schotterbau im Talgrund mitteleuropäischer Flüsse". Herzlich gedankt sei ebenfalls Frau Dr. U. SCHIRMER (Univ. Düsseldorf, Abt. Geologie) für pollenanalytische Bearbeitungen sowie Herrn Prof. Dr. M. A. GEYH (Niedersächsisches L.-Amt f. Bodenforschung, Hannover) für mehrere ¹⁴C-Datierungen. Ebenfalls gedankt sei den Denkmalpflegeämtern in Hannover und Bielefeld für die Einsicht in ihre Fundregistaturen. Auch dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover, dem Geologischen Landesamt in Krefeld und dem Straßenbauamt in Hameln sei gedankt, die umfassende Einsicht in Schichtenverzeichnisse von Bohrungen aus dem unteren Oberwesertal gewährten.

9. Literatur

- AMTHAUER, H. (1972): Untersuchungen zur Talgeschichte der Oberweser. - Göttinger Geogr. Abh., **59**; Göttingen.
- BIBUS, E. (1989): Zur Gliederung, Ausbildung und stratigraphischen Stellung von Einzterrassen in Großbaustellen bei Vaihingen an der Enz. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **31**: 7 - 22; Freiburg.
- BREMER, H. (1959): Flußerosion an der oberen Weser. - Göttinger Geogr. Abh., **22**; Göttingen.
- BRÜNGER, W. (1973): Länderkundliche Gliederung der Oberweserlandschaft. - Veröffentlichungen d. Niedersächsischen Instituts für Landeskunde u.

- Landesentwicklung an der Universität Göttingen, Reihe A: Forschungen zur Landes- u. Volkskunde, Bd. 100; Göttingen, Hannover.
- CASPERS, G. (1993): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Flußauenentwicklung an der Mittelweser im Spätglazial und Holozän. - Abh. aus dem Westfälischen Museum für Naturkde., 55 (1); Münster.
- 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.
- DRIEVER, E. (1921): Die Entwicklung des Längstales Porta - Osnabrück. - Jahrbuch des naturwissenschaftlichen Vereins zu Osnabrück, 18; Osnabrück.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. - Stuttgart (Enke Verl.).
- ELLWANGER, D. (1988): Würmeiszeitliche Rinnen und Schotter bei Leutkirch/Memmingen. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 30: 207 - 229; Freiburg.
- ERDNISS, P. (1961): Jungsteinzeitlicher Einzelfund aus der Gemarkung Engern, Kr. Grafschaft Schaumburg. - Niedersächsisches Jahrbuch für Landesgeschichte, 33: 65; Hildesheim.
- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials. - Düsseldorf Geogr. Schr., 34; Düsseldorf.
- FROMM, K. (1989): Paläomagnetische Datierung hochgelegener Sand-Kies-Terrassen der Weser. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 39: 57 - 61; Hannover.
- FREUNDLICH, J. C. (1977): ¹⁴C-Datierung und Dendrochronologie. - Erdw. Forsch., 13: 99 - 114; Wiesbaden.
- GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. - Forsch. zur deutschen Landeskunde, 234; Trier.
- GROTH, W. (1944): Die Wasserwirtschaft Niedersachsens. Gewässerkundliche und wasserwirtschaftliche Grundlagen für Planungen im niedersächsischen Wirtschaftsraum. - Schriften der Wirtschaftswissenschaftlichen Ges. z. Studium Niedersachsens, Bd. 22; Oldenburg.
- GRUPE, O. (1912): Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. - Z. deutsche geol. Ges., 64: 265 - 298; Berlin.
- GRUPE, O. (1916): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1 : 25.000, Lfg. 182, Blatt Kirchhosen. - Berlin.
- GRUPE, O. (1926): Tal- und Terrassenbildung im Gebiete der Werra-Fulda-Weser und Soergels "Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters". - Geol. Rundschau, 17: 161 - 196; Berlin.
- HÄNDEL, D. (1982): Zur Problematik holozäner Flußschotter. - Z. geol. Wiss., 10: 811 - 828; Berlin.
- HARR, U., KELLER, K., LIEBSCHER, H.-J., RICHTER, W. & SCHIRMER, H. (1979): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. - Boppard.
- HAAS, D. (1991): Das Tertiär-Vorkommen von Dörentrop im Lippischen Bergland (Ostwestfalen). - Mitt. aus dem Geol. Inst. der Univ. Hannover, 32; Hannover.
- HENNINGSSEN, D. (1988): Durchsichtige Schwerminerale in quartären Flußablagerungen der oberen Weser. - N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Mh., 1988 (9): 537 - 543; Stuttgart.
- KALTWANG, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. - Mitt. a. d. Geol. Inst. d. Univ. Hannover, 33; Hannover.
- KRETZSCHMAR, R. (1991): Kulturtechnisches-Bodenkundliches Praktikum. Ausgewählte Laboratoriumsmethoden. Eine Anleitung zum selbständigen Arbeiten an Böden. - 7. Aufl.; Kiel (Univ. Kiel).
- JORDAN, J. (1976): Landschaftshaushalt-Untersuchungen im Bereich der nördlichen Lößgrenze im Raume Gleichingen/Oesselze bei Hannover. - Jahrbuch d. Geogr. Ges. zu Hannover, Sonderheft 9; Hannover.
- KELLER, H. (1901-04): Weser und Ems, ihre Stromgebiete und wichtigsten Nebenflüsse. - Bd. I - III; Berlin.
- KÖHLER, M. (1973): Methoden zur Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes. - Veröff. Univ.

- Innsbruck, Monographien (Heissel-Festschrift); Innsbruck.
- KRÜGER, H. (1932): Stromtal und Stromverlauf der Weser bei Hameln. - Braunschweiger Landeskundliches Magazin, **1**: 1-16; Braunschweig.
- KULLE, S. (1985): Drenthe-stadiale Staubecken-sedimente (Pleistozän) und ihr Lagerungsverband aus zwei Aufschlüssen im Wesertal zwischen Rinteln und Hameln. - Dipl.-Arb. Univ. Hannover (Fachbereich Erdwissenschaften).
- LANG, H. D. (1990): Der Sandlöß in der Umgebung von Bergen Krs. Celle. Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 97 - 106; Hannover.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Forsch. z. dt. Landeskunde, **204**; 2. Aufl., Trier.
- LIPPS, S. (1988): Fluviale Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 78 - 86; Hannover.
- LIPPS, S. & CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 111 - 119; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. - Geol. Jb., **70**: 43 - 125; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1958): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb., **75**: 419 - 430; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1960a): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 39 - 50; Öhringen/Württ.
- LÜTTIG, G. (1960b): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld - Hameln - Elze. - Geol. Jb., **77**: 337 - 390; Hannover.
- MAAK, U. (1974): Die Flurnamen des Schaumburgischen Wesertals. - Schaumburger Studien, **32**; Rinteln.
- MENSCHING, H. (1950): Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. - Göttinger Geogr. Abh., **4**; Göttingen.
- MEYER-HERMANN, E. (1929): Der Verlauf der Weser bei Hameln im Ausgang des Mittelalters. - Die Weser, **1929**: 208 - 210; Bremen.
- MIOTKE, Fr.-D. (1971): Die Landschaft an der Porta Westfalica. Ein geographischer Exkursionsführer, Teil 1: Die Naturlandschaft. - Jb. d. Geogr. Ges. z. Hannover, **1968**; Hannover.
- MOSLER, M.A. (1981): Geomorphologische Untersuchungen im Lippischen Keuperbergland. - Hamburger Geogr. Studien, **37**; Hamburg.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung, Teil 1. - Stuttgart.
- NATERMANN, E. (1937): Zur Ortsgeschichte von Hameln. Auswertung und Bedeutung der bei den neueren Großwasserbauten in Hameln angetroffenen Bodenfunde. - Niedersächsischer Heimatbund, H. **15**; Oldenburg.
- NAUMANN, E. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1 : 25.000, Lfg. 251, Blatt Hessisch-Oldendorf; Berlin.
- NAUMANN, E. (1924): Zur Kenntnis der alluvialen und jungdiluvialen Schotter im mittleren Weser- und Saaletal. - Z. d. Deutschen Geol. Ges., **76**: 81 - 95; Berlin.
- NAUMANN, E. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1 : 25.000, Lfg. 233, Blatt Rinteln; Berlin.
- NOWOTHNIG, W. (1963): Fund eines Einbaumes in der Kiesgrube "Piening" in Weibek. - Niedersächsisches Jahrbuch für Landesgeschichte, **35**: 81 f.; Hildesheim.
- RICKEN, W. (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **32**: 109 - 136; Hannover.
- RIEHM, H. & ULRICH, B. (1954): Quantitative kolorimetrische Bestimmung der organischen Substanz im Boden. - Landwirtschaftliche Forsch., **6**: 173 - 176; Frankfurt.
- RÖHM, H. (1985): Bau und Zusammensetzung Saale-Eiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge - Veltheim/Weser. - Dipl.-Arb. Univ. Hannover (Fachbereich Erdwissenschaften).
- RÖHM, H. & GROETZNER, J.-P. (1986): Veltheim: Mittelterrassen-Kies der Weser. - In: ROHDE, P.: 23. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung, Exkursion B: 7 f.; Hannover (DEUQUA).
- ROHDE, P. (1983): Geologische Karte von Nieder-

- sachsen 1 : 25.000, Bl. Nr. 3724 Pattensen mit Erläuterungen. - Hannover (Niedersächsisches L.-Amt f. Bodenforschung).
- ROHDE, P. (1986): Exkursionsführer zur 23. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung, Exkursion B "Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine"; Hannover (DEU-QUA).
- ROHDE, P. (1989): Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterung eines Gliederungsschemas für das obere Weser-Tal. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **39**: 42 - 56; Hannover.
- ROTHER, J. (1993): Untersuchungen zur holozänen fluvialen Geomorphodynamik an der oberen Oberweser. - *Göttinger Geogr. Abh.*, **98**; Göttingen.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. - Inaug.-Diss., Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **29**; Düsseldorf
- SHELLMANN, G. (1991): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar- und angrenzenden Donautal. - *Freiburger Geogr. Hefte*, **33**: 91 - 105; Freiburg.
- SHELLMANN, G. & SCHIRMER, U. (in diesem Band): Zur Altersstellung der Niederterrassen im Raum Hameln (unteres Oberwesertal). - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (in diesem Band): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1973): State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. C2. The Holocene of the former periglacial areas. - *E. u. G.*, **23/24**: 306 - 320; Öhringen/Württ.
- SCHIRMER, W. (1974): Holozäne Flußablagerungen in den Flußtäälern. - In: Woldstedt, P. & Duphorn, K.: *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*: 351 - 365; Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1978): Aufbau und Genese der Talaue. - In: *Mainprojekt. Hydrogeologische Studien zum Grundwasserhaushalt und zur Stoffbilanz im Main Einzugsgebiet*. - Schriftenreihe Bayerisches Landesamt f. Wasserwirtschaft, **7**: 145 - 154; München.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - *Geol. Jb.*, **A 71**: 11 - 43; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1992): Die Fluviale Serie - ein Faziesmodell für das fluviale Milieu. - *Nachr. deutsch. geol. Ges.*, **48**: 41 f.; Hannover.
- SCHMIDT, B. (1973): Dendrochronologische Untersuchungen an Eichen aus der Kölner Bucht und dem Werre - Weser - Gebiet. - *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **3**: 155 - 158; Mainz.
- SCHMIDT, B. (1977): Der Aufbau von Jahrringchronologien im Holozän mit Eichen aus dem Rhein-, Weser-, Werragebiet. - *Erdw. Forsch.*, **13**: 91 - 98; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. - *Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd.*, **14**: 105 - 112; Berlin, Stuttgart.
- SERAPHIM, Th. (1972): Wege und Halte des saaleiszeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. - *Geol. Jb.*, **A 3**; Hannover.
- SIEGERT, L. (1921): Beiträge zur Kenntnis des Pliozäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. - *Abh. d. Preußischen Geol. L.-Anstalt, N.F.* **90**; Berlin.
- SOERGEL, W. (1939): Das diluviale System: I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. - *Fortschr. d. Geol. u. Paläont.*, **12** (H. 39): 155 - 292; Berlin.
- STARKEL, L. (1985): Lateglacial and Postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climate changes. - *Z. f. Gletscherkde. u. Glaziologie*, **21**: 159 - 164; Innsbruck.
- STRAUTZ, W. (1959): Früheisenzeitliche Siedlungsspuren in einem älteren Auelehm des Wesertales bei Wellie (Kreis Nienburg). - *Die Kunde, N. F.* **10**: 69 - 83; Hannover.
- STRAUTZ, W. (1963): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. - *Beitr. Landespflege*, **1**: 273 - 314; Stuttgart.

- THIEM, W. (1988): Das Oberwesertal im Raum Polle - Bodenwerder - Hehlen. Zu aktuellen Problemen der Talgeschichte der Oberweser im Quartär. - Jb. d. Geogr. Ges. z. Hannover, Sh. 14: 273 - 326; Hannover.
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. - Mitt. Geol. Inst. TH Hannover, 5; Hannover.
- WORTMANN, H. (1968a): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25.000, Bl. 3619 Petershagen, mit Erläuterungen. - Krefeld (Geolog. L.-Amt).
- WORTMANN, H. (1968b): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 227 - 239; Öhringen/Württ.
- WORTMANN, H. (1982): Die geologischen Verhältnisse im Weserknie südlich der Porta Westfalica. - In: Adrian, W.: Die Altsteinzeit in Ostwestfalen und Lippe. - Fundamenta Monographien zur Urgeschichte, Reihe A, Bd. 8: 44 - 46; Köln.
- WORTMANN, H. & A. (1987): Glaziäre Ablagerungen und Terrassengliederung der Weser im Raum zwischen Eisbergen und Porta Westfalica (Nordwestdeutschland). - Eiszeitalter u. Gegenwart, 37: 93 - 98; Hannover.

Anschrift:

Dr. Gerhard SCHELLMANN, Universität/GH Essen,
 FB 9-Physiogeographie, Universitätsstr. 2, Post-
 fach 103764, D-45141 Essen

Tabellen im Anhang

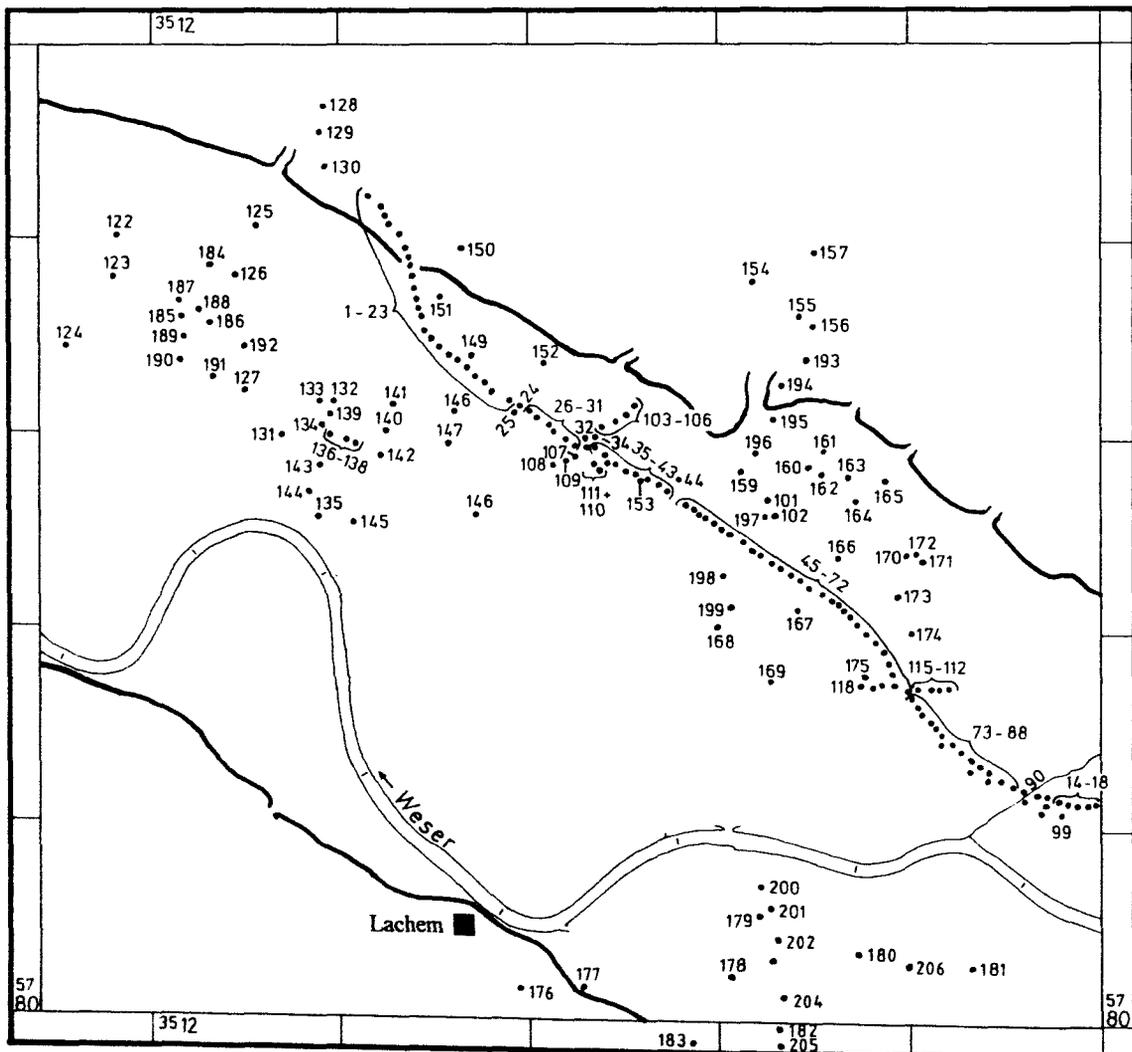
- Tab. 1: Bohrungen im unteren Oberwesertal zwischen Wehrbergen und Großenwieden
 Tab 1a: im Talraum westlich von Hessisch Olfendorf
 Tab. 1b: im Talraum östlich von Hessisch Olfendorf
- Tab. 2: Deckschichten- und Bodenprofile auf den Talgrundterrassen im unteren Oberwesertal

Legende zur Tab. 1a, Lageübersicht und Bohrungen im Talraum westlich von Hessisch Oldendorf

Legende zur Bohrtabelle

Spalte:

- lfd. Nr.: Laufende Nummer in Übersicht 1
 Archiv Nr.: Nau = NAUMANN (1927)
 B, SB = Straßenbauamt in Hameln
 Hy, IG, Se = Bohrarchiv des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover
- Ansatz:** Höhenlage des Ansatzpunktes der Bohrung (m.ü.NN)
 1 : schluffig-sandige Deckschichten (m. Tiefe)
 2 : Flußsande (m. Tiefe)
 3 : Kiese (m. Tiefe)
 4 : MW = Mittelwasserspiegel der Weser der Jahresreihe 1871/1876 - 1900 (KELLER 1901) bezogen auf die Tallänge
 5 : schluffig-sandige Deckschichten (m.ü.MW)
 6 : Flußsande (m.ü.MW)
 7 : Kiese (m.ü.MW)
 8 : Höhenlage des Ansatzpunktes der Bohrung (m.ü.MW)
 9 : Terrasse (H = Holozän; NT = Niederterrasse, Weichsel; ÜT = Übergangsterrasse, Warthe ?; MT = Mittelterrasse, älteres Pleistozän)



Fortsetzung Tab.1a:

Id.	Arztv.	Anzahl	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Nr.	m.u.NN	m.u.NN	m.	m.	m.	m.u.NN	m.u.MW	m.u.MW	m.u.MW	m.u.MW	m.MW	Tar.
53	SB 43	60,7	0,9	0,9	>5	56,8	3	1	3	3,9	NT3	
54	SB 44	60,75	0,9	2,4	>5	56,8	3,05	1,55		3,95	NT3	
55	SB 45	61,14	0,9	2,4	>5	56,8	3,44	1,94		1,94	NT3	
56	SB 46	61,28	0,7	2,6	>5	56,8	3,78	1,88		4,48	NT3	
57	SB 47	61,67	0,7	0,7	>5	56,8	4,07	4,07		4,77	NT2	
58	SB 48	61,86	0,7	0,7	>5	56,9	4,28	4,28		4,86	NT2	
59	SB 49	61,76	0,8	0,8	>5	56,9	4,06	4,06		4,86	NT2	
60	SB 50	61,69	0,6	0,6	>5	57	4,09	4,09		4,89	NT2	
61	SB 51	61,41	0,7	0,7	>5	57	3,71	3,71		4,41	NT2	
62	SB 52	60,82	3	3	>5	57	0,82	0,82		3,82	>H4	
63	SB 53	60,66	3,6	3,6	>5	57,1	-0,24	-0,24		3,82	>H4	
64	SB 54	60,32	4,2	4,2	6,7	57,1	-0,68	-0,68	-3,18	3,52	>H4	
65	SB 55	60,36	3,1	3,1	>5	57,1	0,12	0,12		3,22	>H4	
66	SB 56	60,59	2,6	3,4	>5	57,2	0,79	-0,01		3,39	>H4	
67	SB 57	60,82	2,6	3,4	>5	57,2	1,02	0,22		3,62	>H4	
68	SB 58	60,74	2,6	3,7	>5	57,2	0,94	-0,16		3,54	>H4	
69	SB 59	60,55	2,4	3,6	>5	57,3	0,85	-0,55		3,26	>H4	
70	SB 59	60,82	3	3,6	8	57,3	0,32	-0,28	-4,88	3,32	>H4	
71	SB 9	60,83	1,8	3,7	>5	57,3	1,53	-0,37		3,33	>H4	
72	SB 60	60,83	1,8	3,7	>5	57,3	1,38	0,06		3,56	>H4	
73	SB 61	60,66	2,2	3,3	>5	57,3	1,36	0,06		3,56	>H4	
74	SB 62	60,7	4	4	>5	57,4	-0,7	-0,7		3,3	>H4	
75	SB 63	60,77	4,5	4,5	>5	57,4	-1,13	-1,13		3,37	>H4	
76	SB 64	60,66	1	3,1	>5	57,4	2,28	0,18		3,28	>H4	
77	SB 65	60,92	1,1	2,6	>5	57,4	2,42	0,92		3,62	>H4	
78	SB 66	60,91	1,4	3,4	>5	57,4	2,11	0,11		3,51	>H4	
79	SB 66A	60,85	2	3,2	>5	57,4	1,35	0,35		3,55	>H4	
80	SB 67	61,29	1,4	3,2	>5	57,5	2,39	0,59		3,79	>H4	
81	SB 68	61,27	3,6	3,6	>5	57,5	0,17	0,17		3,77	>H4	
82	SB 69	61,31	3,3	3,3	>5	57,5	0,31	0,31		3,77	>H4	
83	SB 69a	61,34	3,6	3,6	>5	57,5	0,24	0,24		3,84	>H4	
84	SB 70	61,43	3,8	5	>5	57,5	0,13	-1,07		3,83	>H4	
85	SB 71	61,41	3	3	>5	57,6	0,81	0,81		3,81	>H4	
86	SB 71a	61,4	3,1	3,1	>5,1	57,6	0,7	0,7		4	>H4	
87	SB 72	61,98	2,1	2,1	>5	57,6	2,26	2,26		4,36	NT2	
88	SB 73	62,6	2,6	2,6	>5	57,6	2,4	2,4		4	NT2	
89	SB 73a	62,58	2,6	2,6	>5	57,6	2,38	2,38		4,08	NT2	
90	SB 10	62,1	5,3	5,3	10,1	57,6	-1	-1	-5,8	4	H8	
91	SB 73c	62,01	3,6	3,9	>5	57,7	-1,29	-1,59		2,31	H8	
92	SB 74	60,55	2,1	3,9	>5	57,7	0,25	-1,55		2,35	H8	
93	SB 75	60,56	2,3	3,3	>5	57,7	0,56	-0,44		2,84	H8	
94	SB 76	60,71	2,3	3,5	>5	57,7	0,71	-0,49		3,01	H8	
95	SB 77	60,99	2,3	3,7	>5	57,8	0,89	-0,51		3,19	H8	
96	SB 78	61,06	2,4	3,8	>5	57,8	0,86	-0,54		3,28	H8	
97	SB 79	61,07	4,4	4,4	>5	57,8	-1,13	-1,13		3,27	H8	
98	SB 90	61,11	2,9	3	>5	57,8	0,41	-0,69		3,21	H8	
99	Neb 7	61	3	3	7,8	57,7	0,3	0,3	-4,5	3,3	H8	
100	Neb 1	61	3,5	3,5	>5	57,7	-0,2	-0,2		3,3	H8	
101	Hv 26	61,3	1,9	1,9	8,5	56,7	2,7	2,7	-3,9	4,8	NT2	
102	Hv 27	61,3	1	7,5	56,7	3,6	3,6	2,9	4,6	NT2		
103	SB 81/3	61,69	4,5	4,5	>5	56,3	0,89	0,89		5,39	NT2	
104	SB 81/4	61,56	1,9	3	>5	56,3	3,36	2,26		5,26	NT2	

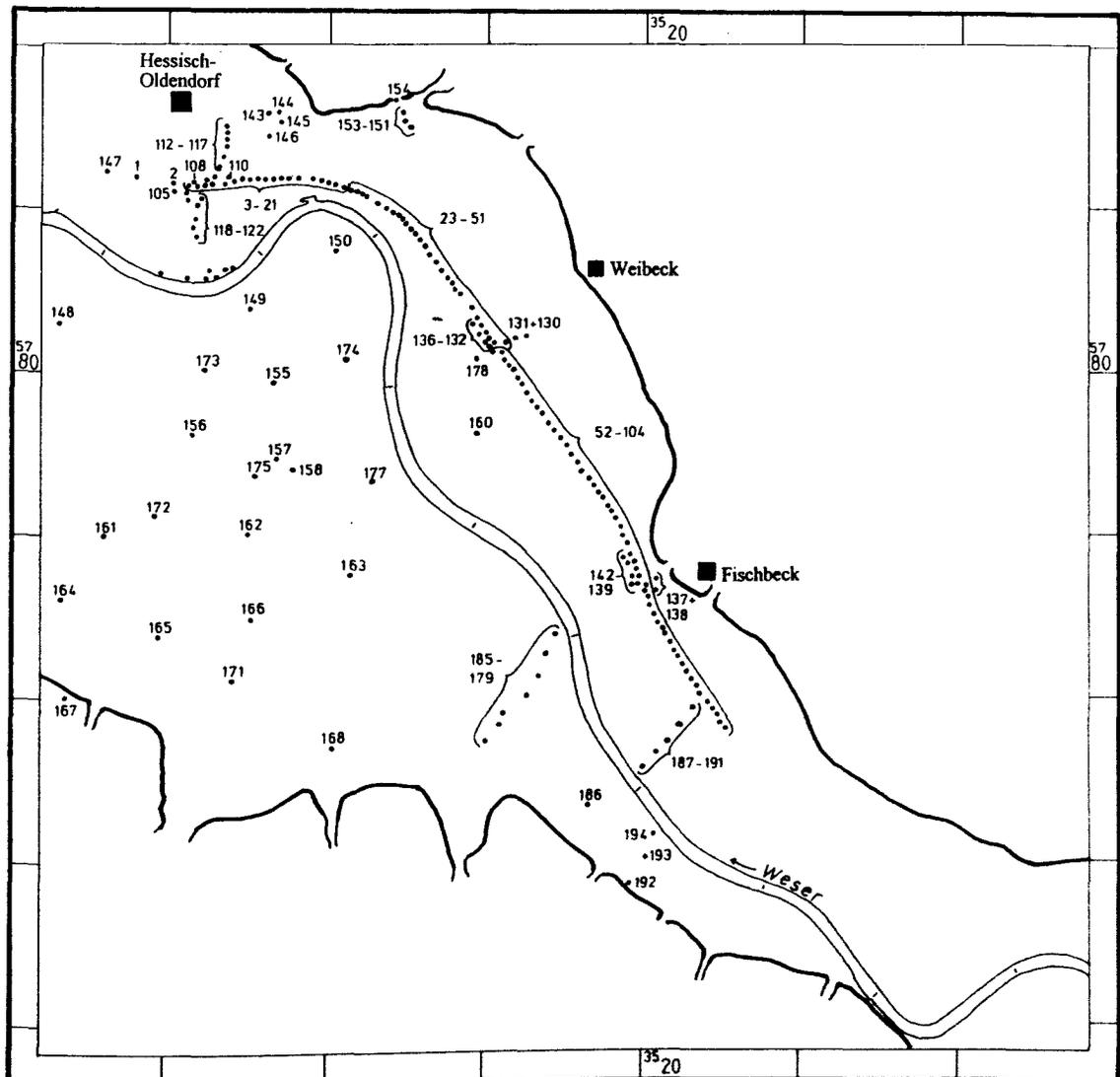
Id.	Arztv.	Anzahl	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nr.	m.u.NN	m.u.NN	m.	m.	m.	m.u.NN	m.u.MW	m.u.MW	m.u.MW	m.MW	Tar.
1	SB 1	67	>5			55,6				11,4	MT
2	SB 2	66,5	>5			55,6	-4,4			10,95	MT
3	SB 3	65,9	>5			55,6	-5,0			9,99	MT
4	B 1	65,65	>10			55,6	-0,1			10,05	MT
5	SB 4	65,37	>5			55,6	-4,8			9,77	MT
6	SB 5	64,42	>4,1			55,6	-4,7			8,82	MT
7	SB 6	63,99	>5			55,6	-3,4			6,39	MT
8	SB 7	63,45	>5			55,6				7,85	MT
9	SB 8	62,5	>5			55,6				6,91	UT
10	SB 9	62,14	1,9	1,9	>5	56,8	4,64			6,54	UT
11	SB 10	62,39	2,8	3,2	>5	55,7	3,78	3,49		6,69	UT
12	SB 11	62,38	4	4,8	>5	56,7	2,86	2,08		6,68	UT
13	B 2	62,68	3,5	3,5	12,8	56,8	3,39	3,39	-5,92	6,69	UT
14	SB 13	62,78	3	4,1	>5	56,8	3,98	2,89		6,98	UT
15	SB 13	62,83	2,9	4	12,6	56,6	4,13	3,03	-5,57	7,03	UT
16	SB 14	62,57	2,8	3,5	>5	56,8	3,97	3,27		6,77	UT
17	SB 15	62,69	2,8	3,4	>5	56,8	3,98	3,39		6,79	UT
18	SB 16	62,51	2,8	3,4	>5	56,9	3,81	3,21		6,61	UT
19	SB 17	62,7	3,4	3,4	>5	56,9	3,4	3,4		6,61	UT
20	SB 18a	62,73	3,5	3,5	>5	56	3,23	3,23		6,73	UT
21	SB 19	62,82	2,7	3,7	>5	56	4,12	3,12		6,82	UT
22	SB 20a	62,81	3,1	3,1	>5	56	3,81	3,81		6,91	UT
23	SB 22a	61,83	1,9	3,5	>5	56,1	3,85	2,25		5,73	UT
24	B 4	61,38	5,9	5,9	10,3	56,1	-0,62	-0,62	-5,03	5,29	MT2
25	SB 22b	61,45	8	5	>5	56,1	0,38	0,35		5,36	MT2
26	SB 23	61,03	4,9	4,9	>5	56,1	0,03	0,03		4,93	NT2
27	SB 24	60,78	4,8	4,8	>5	56,1	-0,12	-0,12		4,88	NT2
28	SB 1/1	61,1	2,6	2,6	>5	56,2	2,75	2,75		4,9	NT2
29	SB 25	61,35	2,4	2,4	>5	56,2	2,81	2,81		5,15	NT2
30	SB 26	61,31	2,3	2,3	>5	56,2	2,91	2,91		5,11	NT2
31	B 6	61,31	2,2	2,2	8,5	56,2	2,91	2,91	-3,39	5,11	NT2
32	SB 1/1V	60,57	3,1	3,1	>5	56,2	1,27	1,27		4,37	NT2
33	SB 1/1B	61	4,4	4,4	>5	56,2	0,4	0,4		4,3	NT2
34	B 5	63,28	4,8	4,8	9,4	56,2	2,28	2,28	-2,32	4,8	NT2
35	SB 1/1V	60,97	3,4	3,4	>5	56,3	1,27	1,27		4,67	NT2
36	SB 1/1V	61,36	2,8	2,8	>5	56,3	2,16	2,16		5,06	NT2
37	SB 28	60,82	2,7	2,7	>5	56,4	1,72	1,72		4,42	NT2
38	SB 28	61,65	0,8	0,8	>5	56,4	4,35	4,35		5,25	NT2
39	SB 30	61,47	1,9	1,8	>5	56,4	3,17	3,17		5,07	NT2
40	SB 31	60,34	2,4	2,4	>5	56,8	1,44	1,44		3,94	NT3
41	SB 32	60,44	1,8	1,8	>5	56,8	1,64	1,64		3,94	NT3
42	SB 33	60,5	2,3	2,3	>5	56,5	1,7	1,7		3,98	NT3
43	SB 34	60,8	2,6	2,6	>5	56,5	1,7	1,7		4,3	NT3
44	SB 35	60,91	2,4	2,4	>5	56,5	2,01	2,01		4,41	NT3
45	SB 36	60,14	2,5	2,5	>5	56,6	1,04	1,04		3,54	NT3
46	SB 37	59,77	3	3	>5	56,8	0,17	0,17		3	NT3
47	SB 38	60,27	5,5	5,5	7	56,8	-1,83	-1,83		3,87	NT3
48	SB 39	60,3	5	5	>5	56,8	-1,3	-1,3		3,7	NT3
49	SB 40	60,44	3	3	>5	56,7	-0,28	-0,28		3,74	NT3
50	SB 41	60,4	3	3	>5	56,7	0,7	0,7		3,7	NT3
51	SB 42	60,32	2,7	2,7	>5	56,7	0,92	0,92		3,62	NT3
52	B 7	60,7	2,5	2,5	>5	56,7	1,5	1,5		3,62	NT3

Legende zur Tab. 1b, Lageübersicht und Bohrungen im Talraum östlich von Hessisch Oldendorf

Legende zur Bohrtabelle

Spalte:

- lfd. Nr.: Laufende Nummer in Übersicht 2
 Archiv Nr.: Nau = NAUMANN (1927)
 B, SB = Straßenbauamt in Hameln
 Hy, IG, Se = Bohrarchiv des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover
- Ansatz: Höhenlage des Ansatzpunktes der Bohrung (m.ü.NN)
- 1 : schluffig-sandige Deckschichten (m. Tiefe)
 - 2 : Flußsande (m. Tiefe)
 - 3 : Kiese (m. Tiefe)
 - 4 : MW = Mittelwasserspiegel der Weser der Jahresreihe 1871/1876 - 1900 (KELLER 1901) bezogen auf die Tallänge
 - 5 : schluffig-sandige Deckschichten (m.ü.MW)
 - 6 : Flußsande (m.ü.MW)
 - 7 : Kiese (m.ü.MW)
 - 8 : Höhenlage des Ansatzpunktes der Bohrung (m.ü.MW)
 - 9 : Terrasse (H = Holozän; NT = Niederterrasse, Weichsel; ÜT = Übergangsterrasse, Warthe ?; MT = Mittelterrasse, älteres Pleistozän)



Tab. 2: Deckschichten- und Bodenprofile auf den Talgrundterrassen im unteren Oberwesertal

Deckschichtenprofil „Hastenbeck West“, Übergangsterrasse

Ort: Hastenbeck West
Rechtswert: 35 27 74
Geländeexposition: ÜT

Tk 1: 25.000, 3922 Hameln Süd
Hochwert: 57 71 05
Nutzung: Ackerbau
Aufnahmedatum: 7.07.89

Horizonte	Tiefe in cm	Pr.-Nr. Wes	Tiefe in cm	Beschreibung	Fazies
Ap	25	153	25	Schluff, fs, h, dbr, entkalkt	Sandloß (äolisch)
Bv	40	152	40	Schluff, fs, gbr, entkalkt	
Sw	55	151	55	Schluff, fs, Fe-Mn-Konkr., hgbgr, entkalkt	
Sw (fN)	70	150	70	Schluff, fs, Fe-Mn-Konkr., hgr gefleckt, entkalkt	
Sw (fAh)	90	149	90	Schluff, fs, l', h', dgrbr, entkalkt	
II fSdBt	125	148	110	Lehm, u, Fe-Mn-Konkr., Tonbeläge, gbr, entkalkt	sekundäre Hochflutfazies
		147	125	Feinsand, ms, l, Tonbeläge, drotr, entkalkt	
fSBt	195	146	140	Lehm, u, ausgeprägte Tonbeläge, entkalkt	Auelehm
		145	158	Fe-Mn-Konkr., vereinzelt Gki, rotbr, entkalkt	
		144	175		
		143	195		
BBv	225	142	225	Schluff, fs, l, gebbr und Fs-Bänder, hrötbr, entkalkt	primäre Aurinnenfazies
Cv	235	141	235	Mittelsand, hgrbr, entkalkt	
Bv	265	140	245	Mittelsand, l', rotbr, entkalkt	
		139	265	Lehm, u, fs, gbr, entkalkt	
BBv	285			Feinsand, gbr und Schlufflagen, fs, rötbr, entkalkt	
III Cv	>285			Mittelkies, fki, gs, gbr, entkalkt	Flußbettfazies der ÜT

fN = fossiler Naßboden fAh = fossile Humuszone (paraautochthon) ' = schwach

Analysendaten (%):

WES	Kalk	C	T	FU	MU	GU	Sand
153	0.0	0.8	4.1	7.7	19.3	30.4	38.4
152	0.0	0.2	8.7	7.6	20.5	22.9	40.3
151	0.0	0.1	4.9	5.5	16.8	25.4	47.5
150	0.0	0.1	10.9	5.3	10.5	24.4	48.9
149	0.0	0.4	17.0	4.2	14.3	31.8	32.8
148	0.0	0.1	20.1	6.6	21.2	31.7	20.5
147	0.0	0.1	18.9	0.0	2.8	6.2	72.1
146	0.0	0.0	20.8	9.6	21.3	35.3	13.0
145	0.0	0.0	24.7	10.5	18.5	31.6	14.6
144	0.0	0.0	32.0	2.4	20.1	30.7	14.8
143	0.0	0.0	23.6	7.4	21.4	32.6	15.0
142	0.0	0.0	12.6	5.3	10.2	30.3	41.6
141	0.0	0.0	2.3	0.7	2.3	6.6	88.1
140	0.0	0.0	12.8	0.0	1.8	3.9	81.6
139	0.0	0.0	19.2	0.9	10.4	34.6	35.0

Korngrößenverteilungen (%) in der Sandfraktion zwischen 2,0 - 0,063 mm

WES NR	FS					MS					GS				
	0,08	0,1	0,125	0,16	0,2	0,25	0,315	0,4	0,5	0,63	0,8	1,0	1,25	1,6	2,0
153	17,2	17,3	12,5	18,5	10,5	8,0	6,3	4,7	1,7	1,0	0,8	0,5	0,5	0,3	0,3
152	17,4	18,1	11,6	17,8	8,8	9,2	12,5	1,8	1,0	5,9	5,9	4,5	1,5	0,0	0,0
151	14,0	17,9	12,3	21,0	14,3	12,6	6,9	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
150	11,8	14,2	11,6	20,6	15,4	14,4	8,8	1,6	0,6	0,3	0,4	0,3	0,0	0,0	0,0
148	25,0	20,0	17,6	14,2	6,4	2,5	2,9	2,9	2,5	0,9	0,9	0,9	1,5	0,9	0,9
142	20,7	25,8	14,9	22,6	9,0	4,8	1,3	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
139	22,1	20,6	15,2	21,2	9,3	4,4	1,8	0,9	1,2	0,9	0,9	0,3	0,3	0,3	0,6

Bodenprofil „Vennebeck“, Auenparabraunerde auf der H 2-Terrasse

Ort: Vennebeck
 Rechtswert: 34 91 65
 Geländedeposition: H 2

Tk 1: 25.000, 3719 Minden
 Hochwert: 57 86 96
 Nutzung: Ackerbau
 Aufnahmedatum: 18.04.89

Horizonte	Tiefe in cm	Pr.-Nr. Wes	Tiefe in cm	Beschreibung	Fazies
Ap	35	70	20	Feinsand, u, l', vereinzelt Kiese, h, dbr, entkalkt	Uferwall- Fazies
Al	55	69	35	Feinsand, u, l', vereinzelt Kiese, gbbr, entkalkt	
		68	45		
Bt	90	67	55	Feinsand, u, l, Tonbeläge, hrotbr, entkalkt an der Basis vereinzelt Kiesschnüre	
		66	70		
Btv	125	65	90	Feinsand, u, l, Poyledergefüge', vereinzelt Tonbeläge, rötbr, entkalkt	Aurinnenfazies
		64	105		
Bv		63	125	Feinsand, l', hrötbr, entkalkt	
II Bv	160	61	160	Mittelsand, fs, kiesführend', hrötbr, entkalkt	H 2-Flußsande
	180	60	180	Mittelsand, kiesführend', hgbgr, entkalkt	
C	>240	59	220	Mittelsand, kiesführend', hgbgr, kalkhaltig	

' = schwach

Analysendaten (%):

WES	Kalk	C	Fe (t)	Fe (d)	Ton	FU	MU	GU	Sand
70	0.0	0.4	2.2	0.4	3.7	10.7	10.3	20.3	62.5
69	0.0	0.4	2.3	0.4	4.7	3.1	9.9	20.0	62.3
68	0.0	0.2	2.4	0.4	6.9	3.1	13.0	17.5	59.5
67	0.0	0.3	3.2	0.5	6.8	6.7	12.7	25.1	48.7
66	0.0	0.3	3.9	0.7	12.1	8.7	17.8	20.7	40.8
65	0.0	0.2	3.4	0.6	10.8	10.6	9.1	22.1	47.4
64	0.0	0.2	3.8	0.6	11.5	7.1	12.3	21.4	47.8
63	0.0	0.2	4.0	0.5	12.3	4.3	14.9	23.9	44.6
62	0.0	0.1	2.8	0.5	7.4	2.0	6.4	35.2	49.0
61	0.0	0.1	2.2	0.4	6.4	2.1	1.4	6.1	84.1
60	0.0	0.0	0.9	0.3	0.2	0.7	1.1	0.6	98.9
59	0.1	0.0	1.1	0.3					

Bodenprofil „Engern“, schwach lessivierte Auenbraunerde auf der H 3-Terrasse

Ort: Engern Süd
 Rechtswert: 34 91 62
 Geländeposition: H 3-Paläomäander

Tk 1: 25.000, 3820 Rinteln
 Hochwert: 57 84 19
 Nutzung: Ackerbau
 Aufnahme datum: 18.04.89

Horizonte	Tiefe in cm	Pr.-Nr. Wes	Tiefe in cm	Beschreibung	Fazies
Ap		18	12	Lehm, u, fs', h, dbr, entkalkt	Auelehm
	25	17	25		
AlBv		16	37	Lehm, u, fs', hgbr, entkalkt	
	50	15	50		
Bvt		14	65	Lehm, u, fs', Tonbeläge', br, entkalkt	
	80	13	80		
Bv1		12	95	Lehm, fs, u, hgbr, entkalkt	Aurinnensedimente
		11	105		
	115	10	115		
Bv2		9	125	mm-starke Bänderung von Lehm, u, hgrbr, entkalkt	
		8	135	+ Feinsand, u, l, br, entkalkt	
	147	7	147		
BbvGo		6	175	cm-starke Wechsellagerung: Ms, fs, hgbr + Fs, ms', l', hrötibr,	H 3-Flußbett-sedimente
		5	200	cm-starker Wechsel von: L, u, fs, br + ;ki, fki, ms, hrötibr + Ms, fs, hrötibr, entkalkt	
	225	4	225	an der Basis Holz mit 14C-Alter von 2400 ± 55 BP (Wes 27)	
II C		3	250	kalkhaltiger Weserkies, großbogig schrägeschichtet, unter dem Grundwasserspiegel mit eingelagerten Eichen. 14C-Alter einer Eiche 4.720 ± 80 BP (Wes 130 - Hv 17795). Weitere Alter in Tab. 6.	H 3-Flußbettsohle
	≥ 470			Basisblocklage, skelettschotterstreifig	

' = schwach

Analysendaten:

WES	Kalk	C	Fe (t)	Fe (d)	Ton	FU	MU	GU	Sand
18	0.0	1.0	2.2	0.8	5.5	10.5	27.5	37.0	19.5
17	0.0	1.0	2.2	0.8	9.6	11.5	24.3	36.0	18.8
16	0.0	1.0	2.3	0.8	14.4	11.1	26.6	31.7	16.2
15	0.0	0.4	2.6	0.8	17.3	13.7	22.6	32.2	14.3
14	0.0	0.4	2.7	0.8	19.1	14.6	20.7	27.1	18.6
13	0.0	0.2	2.3	0.7	22.6	12.5	14.0	21.3	21.6
12	0.0	0.2	2.0	0.6	16.2	8.7	12.2	20.8	42.1
11	0.0	0.2	2.0	0.6	19.3	5.1	9.6	15.6	50.4
10	0.0	0.3	1.8	0.6	13.0	5.5	8.6	24.8	48.2
9	0.0	0.2	1.9	0.6	16.5	5.0	10.8	21.9	45.8
8	0.0	0.2	1.5	0.5	11.1	2.7	4.5	11.1	70.6
7	0.0	0.1	1.3	0.5	7.7	1.6	3.9	7.3	79.5
6	0.0	0.1	1.2	0.4	7.7	1.5	2.7	3.9	84.3
5	0.0	0.0	0.8	0.4					
4	0.0	0.1	0.8	0.4					
3	1.1	0.0	0.6	0.5					

Bodenprofil „Costedt Nord“, Auenbraunerde auf der H 3-Terrasse

Ort: Costedt-Nord
 Rechtswert: 34 91 61
 Geländedeposition: H 3

Tk 1: 25.000, 3719 Minden
 Hochwert: 57 89 32
 Nutzung: Ackerbau
 Aufnahme datum: 27.03.89

Horizonte	Tiefe in cm	Pr.-Nr. Wes	Tiefe in cm	Beschreibung	Fazies
Ap	30	81	30	Lehm, u, h, dgrbr, entkalkt	Auelehm
Bv1	70	80 79	50 70	Lehm, fs', gbbr, entkalkt	
SBv2	105	78	90	Lehm, u, Fe-Mn-Konkr., Subpolyedergeflüge, grbr, entkalkt	Aurinnenfazies
SBv2Go	130	77	105	Lehm, u + cm-starke Fs, l - Bänder, Go-Bänderung, Fe-Mn-Konkretionen, hrötbr, entkalkt	
		76	120	Basis Rinnentiefste bei 2,10 m u.Flur	
		75	130	Holz an der Basis 14C-Alter von 2.650 ± 70 BP	
II Cv	210	74 73	155 180	cm-starke Wechsellagerung von: Ms, hgbr, entkalkt + Gs, hbrgb, entkalkt	H 3-Flußsande
Go	240			roststreifig	H 3-Weserkiese
Cv	260			Mki, gki, gs, rötbr, entkalkt	
	280			Gki, mki, gs, hbrgb, entkalkt	
C	>370			kalkhaltige Weserkiese	
			420	Eiche mit 14C-Alter von 2.940 ± 70 (Wes 162)	

' = schwach

Analysendaten (%):

WES	Kalk	C	Fe (t)	Fe (d)	Ton	FU	MU	GU	Sand
81	0.0	—	2.1	0.7	7.1	11.8	25.4	40.9	14.8
80	0.0	—	2.4	0.8	30.0	4.9	20.3	24.4	30.2
79	0.0	—	2.6	0.8	21.2	7.7	24.1	30.2	16.9
78	0.0	—	3.1	1.0	8.9	21.4	24.0	39.6	6.1
77	0.0	—	3.2	1.0	19.2	13.2	36.9	23.9	6.9
76	0.0	—	2.7	0.8	17.3	8.5	20.9	42.2	11.2
75	0.0	—	1.7	1.0	11.8	3.0	10.4	45.3	29.5
74	0.0	—	1.0	0.4	7.1	0.1	2.6	0.4	89.8
73	0.0	—	0.6	0.3					

Bodenprofil „Hameln“, Auenbraunerde auf der H 4-Terrasse

Ort: Tündern'sche Warte Tk 1: 25.000, 3922 Hameln Süd
 Rechtswert: 35 25 53 Hochwert: 57 72 14
 Geländeposition: H 4 Nutzung: Ackerbau
 Aufnahme datum: 04.05.91

Horizonte	Tiefe in cm	Pr.-Nr. Wes	Tiefe in cm	Beschreibung	Fazies
Ap	30	57	15	Lehm, fs, h, dbr, entkalkt	Auelehm
Bv		56	30	Lehm, fs, gbbr, entkalkt	
		55	45		
		54	65		
		53	85		
		52	105		
	120	51	120		
CvM	140	50	140	Lehm, fs + mm-starke Fs, l'-Bänderung, entkalkt	Aurinnenfazies
SMCv	180	49	170	cm starke Wechsellagerung: Fs, hgbr + Lehm, fs,	
MC		48	180	Fe-Mn-Konkr., g, entkalkt r	
	47	185	cm starke Wechsellagerung :Mittelsand, fs,		
	46	195	mollusken-führend, hgr +Lehm, u,		
Go	220	45	200	molluskenführend, gr + Fs, ms, hbrgr, kalkhaltig	
		44	220	roststreifig	
II C	>350	43	250	H 4-Weserkies, ausgebagerte Eiche (Wes 42) mit 14C-Alter von 1.150 ± 65 BP	H 4-Flußbett- sedimente

' = schwach

Analysendaten (%):

WES	Kalk	C	Fe (t)	Fe (d)	Ton	FU	MU	GU	Sand
57	0.0	0.6	1.7	0.4	4.3	6.1	15.4	32.5	41.7
56	0.0	0.6	1.6	0.4	1.7	4.9	21.3	21.7	50.3
55	0.0	0.3	1.6	0.5	3.2	5.8	15.5	25.3	50.3
54	0.0	0.3	1.7	0.5	5.8	5.9	16.7	37.9	33.8
53	0.0	0.3	1.8	0.5	4.6	7.2	25.8	21.1	41.2
52	0.0	0.3	2.0	0.5	15.8	7.9	24.0	36.0	16.2
51	0.0	0.3	2.0	0.6	11.1	8.4	24.6	31.3	24.7
50	0.0	0.2	1.9	0.6	7.1	7.1	16.4	48.5	20.9
49	0.0	0.1	1.2	0.5	2.4	2.2	5.5	11.3	78.6
48	0.0	0.1	0.7	0.3	1.5	0.3	3.7	0.2	94.7
47	0.2	0.0	0.6	0.4					
46	0.7	0.3	1.9	0.5					
45	0.3	0.0	0.7	0.3					
44	0.7	0.1	0.9	0.4					
43	0.4	0.1	0.9	0.4					

Bodenprofil „Costedt West“, schwach entwickelte Auenbraunerde auf der H5-Terrasse

Ort: Costedt West

Tk 1: 25.000, 37 19 Minden

Rechtswert: 34 90 00

Hochwert: 57 88 14

Geländedeposition: H 5-Terrasse

Nutzung: Ackerbau

Aufnahmedatum: 27.04.89

Horizonte	Tiefe in cm	Pr.-Nr. Wes	Tiefe in cm	Beschreibung	Fazies
Ap	30	127	30	Feinsand, u, l', h, dgrbr, entkalkt	Auelehm
Bv	80	126	45	Feinsand, u, l', vereinzelte Fki, hrötibr, entkalkt	
		125	60		
		124	80		
SMCv	120	123	100	mm-starke Wechsellagerungen von : Lehm, u, fs, Fe-	gebänderter Auelehm
		122	120	Mn-Konkr., hbrgr + Schluff, fs, l', hbrgr, entkalkt	
MCv	175	121	145	dcm-starke Wechsellagerung von L, u, fs, hbrgr,	
		120	175	entkalkt +Fs, u', Holzkohlefitter, hgr, entkalkt	
Cv	200	119	200	Feinsand, l', hgr, entkalkt	Aurinnensande
Gro			230	Wechsellagerung von dcm-starken Bändern aus: L, u, hgr + Fs, l', rostgebändert + Ms, fki', rostgebändert, entkalkt tiefste Basis primäre Aurinne bei 2,8 m u. Flur	
II C	>230	118	230	kalkhaltiger Weserkies, Knochen, Eichen	H 5-Flußbett- sedimente

' = schwach

Analysendaten (%):

WES	Kalk	C	Fe (t)	Fe (d)	Ton	FU	MU	GU	Sand
127	0.0	0.7	1.6	0.0	4.5	5.3	15.7	31.4	43.1
126	0.0	0.2	1.7	0.7	4.8	5.9	15.8	30.9	42.6
125	0.0	0.3	1.7	0.5	8.3	3.2	16.0	30.2	42.2
124	0.0	0.2	1.7	0.5	13.6	2.8	15.8	20.5	52.8
123	0.0	0.4	2.6	0.9	22.5	0.1	33.1	34.4	9.8
122	0.0	0.2	2.0	0.6	5.1	5.1	15.6	55.8	18.4
121	0.0	0.3	2.2	0.7	9.7	8.2	23.6	48.0	10.6
120	0.0	0.2	1.3	0.5	5.2	0.0	2.1	4.0	88.8
119	0.0	0.0	0.7	0.4	2.0	2.5	0.1	1.0	95.3
118	0.3	0.0	0.7	0.3					

Bodenprofil „Eisbergen“, verbrauchte Auenpararendzina auf der H 6-Terrasse

Ort: Eisbergen Süd
 Rechtswert: 35 02 54
 Geländeposition: H 6

Tk 1: 25.000, 3820 Rinteln
 Hochwert: 57 84 28
 Nutzung: Ackerbau
 Aufnahme datum: 27.03.89

Horizonte	Tiefe in cm	Pr.-Nr. Wes	Tiefe in cm	Beschreibung	Fazies
Ap	25	30	15	Lehm, u, fs', h, dgrbr, entkalkt	Auelehm
		31	25		
Cv	35	32	35	Lehm, u, fs', hgbr, kalkhaltig	
MCv		33	45	Lehm, u, fs', hgrbr, kalkhaltig	
		34	55		
		35	70		
MC		36	90	Lehm, u, fs', molluskenführend, hbrgr, kalkhaltig	
		37	110		
SM		38	130	Lehm, u, mm-starke Fs-Bänder, Fe-Mn-Konkr.', hbrgr, kalkhaltig	
		39	150		
Go	230	40	170	Feinsand, u', rostfleckig, hbrgr, kalkhaltig	Aurinnensande
II C	>230			kalkhaltiger Weserkies, abgerollte Ziegelbrocken, subfossile Eichen	H 6-Flußbett- sedimente

' = schwach

Analysendaten (%):

WES	Kalk	C	Fe (t)	Fe (d)	Ton	FU	MU	GU	Sand
30	0.0	0.9	2.3	0.8	0.6	2.8	17.9	57.2	21.5
31	0.0	1.1	2.3	0.7	10.9	6.4	28.1	38.1	16.6
32	0.2	0.8	2.3	0.6	15.8	7.3	31.8	33.5	11.6
33	0.4	0.6	2.3	0.6	7.3	5.5	25.2	46.3	15.8
34	0.9	0.4	2.3	0.6	14.8	13.1	31.1	31.7	9.3
35	0.9	0.4	2.3	0.6	11.3	9.4	23.9	46.1	9.2
36	1.8	0.3	2.7	0.6	13.2	9.6	26.0	40.3	10.9
37	1.9	0.4	2.6	0.7	17.3	11.1	31.0	35.4	5.2
38	1.6	0.3	2.5	0.6	12.4	9.3	22.8	45.5	10.0
39	1.4	0.3	2.3	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
40	0.9	0.2	1.7	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

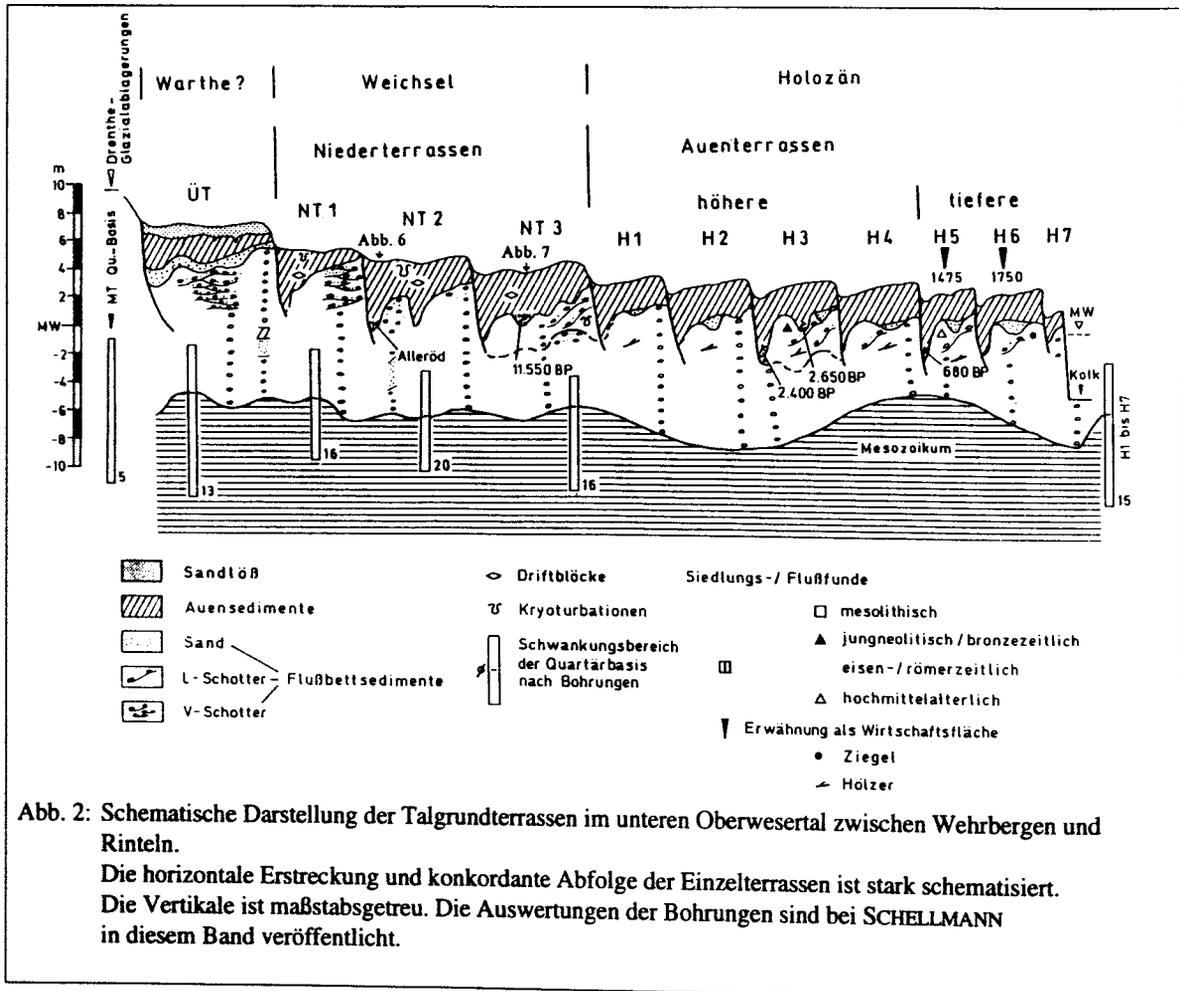
kurz nach dem Drenthe-Maximalstand die untere Oberweser ein tieferes Talniveau besessen hat. Alle jüngeren Weserablagerungen liegen unterhalb dieses "Drenthe-Niveaus" (s.u.).

2. Jungquartäre Terrassenabfolge und fluviatile Fazies im unteren Oberwesertal

Im Rahmen des DFG-Programmes "Flußdynamik und Schotterbau im Talgrund mitteleuropäischer Flüsse" (Leiter: Prof. Dr. W. SCHIRMER, Abt. Geologie, Universität Düsseldorf) konnte eine Neubearbeitung der jungquartären Flußablagerungen im unteren Oberwesertal durchgeführt werden mit räumlichen Schwerpunkten in den Wesertalweitungen im Raum Kirchhosen - Hameln, zwischen Wehrbergen und Rinteln sowie unmittelbar oberhalb der Porta Westfalica im Raum Costedt (Abb. 1).

in drei verschiedenen Talbodenniveaus gruppieren: das Auen-, Nieder- und Übergangsterrassenniveau (Abb. 2). Das Auen- und Niederterrassenniveau wurde bisher als "untere Terrasse" (GRUPE 1916; MENSCHING 1950; NAUMANN 1927, 1922; NAUMANN & BURRE 1927) bzw. von SIEGERT (1921) als "Pc- bis Pa-Stufen" bezeichnet. Die Übergangsterrasse entspricht in ihrer Verbreitung weitgehend der "oberen Niederterrasse" von MENSCHING (1950) bzw. der "JII-Terrasse" von SIEGERT (1921).

Die Flußbettsedimente der Auenterrassen wurden im Holozän abgelagert (H = Holozän) und die der Niederterrassen (NT = Niederterrasse) in der letzten Kaltzeit. Die Übergangsterrasse ist älter als die hochglaziale NT 1. Ihre Deckschichten geben Hinweise auf eine mindestens frühweichselzeitliche Altersstellung (s.u.). Da sie eventuell bereits warthezeitlich ausgebildet worden ist, wäre eine Bezeichnung als



Es zeigte sich, daß unterhalb des "Drenthe-Niveaus" (s.o.) eine mehrgliedrige jungquartäre Terrassensequenz verbreitet ist, deren Einzelterrassen sich meist

"Niederterrasse" stratigraphisch nicht korrekt. Aus diesem Grunde wurde diese Terrasse, die morphologisch zwischen den Nieder- und Auenterrassen des

Talgrundes und den Mittelterrassen des Talhanges vermittelt, in Anlehnung an eine eventuell zeitlich entsprechende Terrassenbildung im Alpenvorland (SCHELLMANN 1988) vorläufig ebenfalls als "Übergangsterrasse" bezeichnet.

Die Abb. 2 zeigt im Überblick und daher stark generalisiert die weitere Untergliederung dieser drei großen Talbodenniveaus in verschiedene Terrassenkörper, wobei wichtige sedimentologische Charakteristika sowie einzelne absolute Altershinweise ebenfalls eingezeichnet sind. Die Alterseinstufung der holozänen Einzelterrassen - H 1 bis H 7 (H=Holozän) - ist bei SCHELLMANN (in diesem Band) veröffentlicht. Rein schematisch ist sowohl die räumliche Ausdehnung der Einzelterrassen als auch das konkordante Aneinandergrenzen dieser Terrassensequenz vom heutigen Weserlauf zum Talrand hin. Selbstverständlich sind innerhalb eines konkreten Talgrundbereiches nur selten alle Einzelterrassen in unmittelbarer konkordanter Abfolge erhalten. Die Regel ist vielmehr, daß ein oder mehrere Glieder dieser Terrassensequenz erodiert sind. Im Raum Hameln sind beispielsweise, infolge der geringen Breitenausdehnung der holozänen Aue, lediglich die jüngsten fünf holozänen Terrassenstufen, die H 3- bis H 7-Terrassen, verbreitet (Abb. 3).

In Bezug auf den sedimentologischen Aufbau ihrer Terrassenkörper besitzen alle jungquartären Terrassen der Weser, ob Auen-, Nieder- oder Übergangsterrasse, eine sandig-kiesige Flußbettfazies und eine auflagernde feinklastische, sandige oder sandstreifige Auenrinnenfazies, die im Hangenden in flächenhaft verbreitete Auenlehme übergeht. Den Abschluß dieser nach SCHIRMER (1983; 1992) "Fluviatilen Serie" aus verschiedenen Flußbett- und Auensedimenten bildet in der Regel ein Auenboden, der bei erneuter Intensivierung der Hochwasserdynamik entweder erodiert wird oder von jüngeren, sekundären Hochflutsedimenten begraben als fossiler Boden erhalten bleibt. Flußbett-, primäre Auenrinnen und Auensedimente werden im Zuge einer Terrassenbildung annähernd zeitgleich im räumlichen Nebeneinander abgelagert. Bei den kaltzeitlichen Terrassen finden sich daher nicht nur im Flußbett-, sondern auch im annähernd syngenetisch abgelagerten primären Auensediment verschiedene Kaltklimaindikatoren (syngenetische Kryoturbationen, Frostspalten, Driftblöcke). Dabei sind an der Basis von spätglazialen und holozänen Auenrinnen häufiger organische Lagen (Torfe, Mudden, Hölzer) verbreitet, deren Datierung einen Altershinweis geben für die Flußbettsedimentation und damit für die Terras-

senentstehung. Dagegen sind die Füllungen von Paläomäandern und sekundären Auenrinnen jünger als der unterlagernde kiesige Terrassenkörper. Diese sedimentologischen Zusammenhänge lassen sich an der Oberweser anhand einzelner absoluter Altersbelege aus dem Terrassenkörper der subborealen H 3-Terrasse aufzeigen. Aus deren kiesigen Flußbett-sedimenten liegen neben jungneolithischen und bronzezeitlichen Flußfunden bisher fünf ¹⁴C-Datierungen subfossiler Eichen vor, deren Absterbealter zwischen rd. 4.700 - 2.940 a BP liegen (SCHELLMANN in diesem Band). Im Raum Costedt ergab die ¹⁴C-Datierung eines Holzes an der Basis einer primären Auenrinne ein geringfügig jüngeres Alter von rd. 2.650 a BP (Abb. 2: H 3-Terrasse). Das Ende der H 3-Flußbettsedimentation um rd. 2.400 a BP ist annähernd mit der Datierung eines Holzes an der Basis der feinklastischen Paläomäanderfüllung im Raum Engern erfaßt (Abb. 2: H 3-Terrasse).

Unter Berücksichtigung dieser verschiedenen Ablagerungsfolgen ist es möglich, die Ausbildung von Flußterrassen nicht nur über Altersbelege aus ihrer kiesigen Flußbettfazies, sondern auch über eine Datierung der verschiedenen Fazies ihrer Auensedimentdecke zeitlich einzugrenzen. Vor allem bei den letztkaltzeitlichen Niederterrassen liegt darin häufig die einzige Möglichkeit zur Eingrenzung ihrer absoluten Altersstellung, da in der Regel datierbare Funde aus ihren kiesigen Flußbettsedimenten fehlen. Dagegen sind bei ihnen häufiger sowohl an der Basis primärer Auenrinnen als auch an der Basis der feinklastischen Verfüllung der Randsenken und Paläomäander organische Lagen verbreitet, deren Bildungszeit sowohl mit Hilfe von ¹⁴C-Altersdatierungen als auch auf der Grundlage paläobotanischer Untersuchungen, wie z. Bsp. der Pollenanalyse, erfaßt werden kann.

3. Die Hamelner Wesertalweitung

Zwischen Ohsen und Hameln erstreckt sich mit einer Breitenausdehnung des Talgrundes von bis zu 8 km die Hamelner Wesertalweitung (Abb. 3). Sie wird talabwärts von der Wehrberger Talenge begrenzt, einem Felsriegel aus erosionswiderständigen Sandsteinen und Quarziten des Mittleren und Oberen Keupers. Talaufwärts wie auch im Westen und im Osten wird das Becken überragt von einzelnen Härtlingskuppen und langgestreckten Bergzügen aus Keupergesteinen. Lediglich am Basberg bei Hameln und in der südlichen Umrahmung am Bückeberg bei Ohsen steht Muschelkalk an.

Zur Altersstellung der Niederterrassen im Raum Hameln (unteres Oberwesertal)

GERHARD SCHELLMANN & URSULA SCHIRMER

- | | | | |
|------|---|--------|---|
| 1. | Einleitung | 3.5. | Pollenprofile auf den Niederterrassen NT 2 und NT 3 |
| 2. | Jungquartäre Terrassenabfolge und fluviatile Fazien im unteren Oberwesertal | 3.5.1. | Pollenprofil "Tündern Nord" auf der NT 3 |
| 3. | Die Hamelner Wesertalweitung | 3.5.2. | Pollenprofil "Hastenbeck West" auf der NT 2 |
| 3.1. | Tiefere und höhere Talhangterrassen | 4. | Schlußfolgerungen |
| 3.2. | Der morphologisch-geologische Aufbau des Talgrundes | 5. | Danksagung |
| 3.3. | Die Übergangsterrasse | 6. | Literatur |
| 3.4. | Die Niederterrassen und ihre Deckschichten | | |

1. Einleitung

Das untere Oberwesertal zwischen Hameln und der Porta Westfalica repräsentiert ein größeres Mittelgebirgstal, das mit seinem Einzugsgebiet während der Weichsel-Kaltzeit nicht mehr von der nordischen Inlandvereisung erreicht wurde, sondern Periglazialraum war. Dagegen haben die südlichsten Eisrandlagen des Elster- und Saale-Glazials (Drenthe-Stadial) über das untere Oberwesertal hinaus weiter nach Süden in den Mittelgebirgsraum hineingereicht (zuletzt KALTWANG 1992). Vor allem die glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen der "Hamelner Phase" des Drenthe-Glazials (LÜTTIG 1960) bilden im unteren Oberwesertal eine wichtige Zeitmarke in der mittel- und jungquartären Talgeschichte dieses Raumes. Sie überlagern in diesem Talabschnitt ältere Flußablagerungen wie die Mittelterrassenkörper der Weser. Darüberhinaus reichen drenthezeitliche Glazialablagerungen, wie beispielsweise glaziäre und glazifluviatile Sedimente auf der Wesermittelterrasse in

der bekannten Kiesgrube "Franke" im Raum Rinteln - Eisbergen, mit ihrer Oberkante bis auf rd. 6 m über die heutige Weseraue hinab. Sie belegen, daß bereits

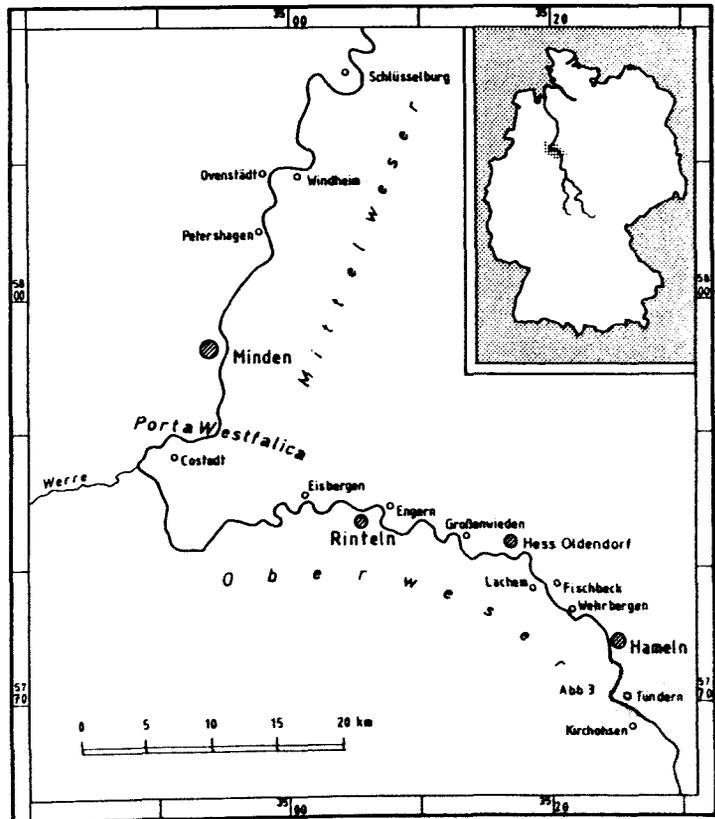


Abb. 1: Topographische Übersicht

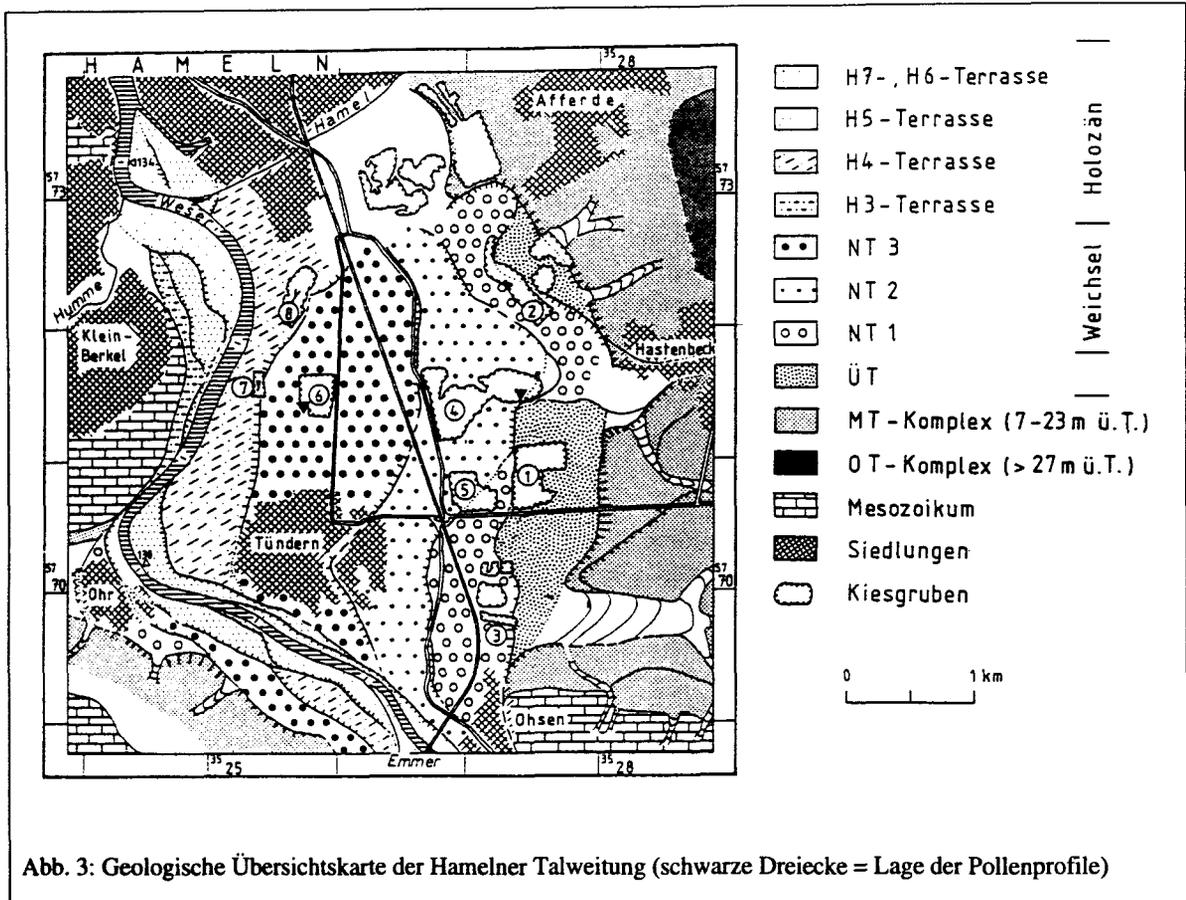


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Hamelner Talweitung (schwarze Dreiecke = Lage der Pollenprofile)

Diese vor allem in den erosionsanfälligen Mergeln und Tonen des unteren und mittleren Keupers angelegte breite Ausraumzone ist sicherlich in erster Linie von der Lateralerosion der Weser und ihrer Nebenbäche Emmer, Humme und Hamel geschaffen worden. Darüberhinaus dürfte jedoch ebenfalls die Subrosion des liegenden Zechstein und/oder Trias-Salinars das Ausmaß der Flußerosion verstärkt haben. Infolge dieser Salzauslaugungen im Untergrund ist der Talgrund östlich des heutigen Weserlaufes zwischen Tündern und Hameln mit quartären Kiesen und Sanden bis zu einer Mächtigkeit von bereichsweise über 50 m verfüllt worden. Damit befindet sich hier eine der größten Kieslagerstätten Niedersachsens (IRRLITZ in ROHDE 1986: 10).

3.1. Tiefere und höhere Talhangterrassen

In weiten Bereichen des Hamelner Beckens wird der heutige Talboden von 7 bis 23 m höheren Verebnungen der mittelquartären Weser-Mittelterrassen überragt. Sie bilden sowohl im Osten zwischen Hastenbeck und Afferde als auch im Südwesten bei Ohr ausgedehnte lößbedeckte Terrassenfluren (Abb. 3). Nördlich von Hastenbeck sind in Höhenlagen zwi-

schen 95 - 125 m ü. NN (ca. 27 - 57 m ü. Tal) Schotterreste des altquartären Oberterrassenkomplexes verbreitet (u.a. GRUPE 1916; LÜTTIG 1960), deren Bildungszeit unbekannt ist. Auch bezüglich der Anzahl und Zeitstellung von Akkumulationsphasen innerhalb des Mittelterrassenkomplexes ist aus diesem Raum bisher nur wenig bekannt. Aufschlußbeschreibungen finden sich vor allem in den Arbeiten von GRUPE (1916, 1925), SIEGERT (1921), SOERGEL (1939) und LÜTTIG (1952, 1954, 1958, 1960).

Das Auftreten von nordischen Geröllen im Kieskörper der Mittelterrassen (u.a. NAUMANN & BURRE 1927: 45f.; SIEGERT 1912: 234; ders. 1921: 65, 117; LÜTTIG 1952: 59 ff.; ders. 1954: 96; SOERGEL 1939: 218 ff.) wird zum einen als Hinweis für die Ausdehnung der Elstervereisung in diesem Raum über die Hamelner Pforte hinaus nach Süden angesehen. Zum anderen belegen sie, daß der Mittelterrassenkomplex jünger als oder gleich alt wie die Elster-Maximalausdehnung ist. Auf den Weserkiesen der Mittelterrassen liegen im Raum Hastenbeck glazilimnische und glazifluviale Sedimente der Hamelner Phase des Drenthe-Glazials. Nach LÜTTIG (1960: 362) werden sie dort von der Drenthe-Grundmoräne überlagert.

Auch westlich der heutigen Weser zwischen Ohr und Emmern und bei Kleinen-Berkel im Hummetal sind nach SOERGEL (1939: 223), LÜTTIG (1954: 97; ders. 1960: 361) und MOSLER (1981: 73 ff.) drenthe-glazifluviale Ablagerungen auf Weser-Mittelterrassenkiesen verbreitet. Damit fand die fluviatile Aufschotterung der in diesem Talraum großflächiger erhaltenen Mittelterrassenfluren bereits vor der Hamelner Phase der Drenthe-Kaltzeit statt. Die Oberflächen aller post-drenthezeitlichen Ablagerungen der Weser liegen entsprechend tiefer und damit bereits innerhalb des rezenten Talbodens.

3.2. Der morphologisch-geologische Aufbau des Talgrundes

Nach GRUPE (1916) und NAUMANN & BURRE (1927) ist im Wesertalgrund im Hamelner Raum überwiegend die weichselkaltzeitliche untere Terrasse verbreitet. Holozäne Flußablagerungen beschränken sich nach ihren Kartierungen auf einzelne terrasseninterne Rinnen und auf den flußnahen Bereich entlang des heutigen Weserlaufes. Dagegen erkennt NATERMANN (1937: 42 ff.), daß innerhalb der unteren Terrasse alte Weserläufe erhalten sind, die auf mehrfache Flußlaufverlegungen schließen lassen. Auf der Grundlage historischer Quellen, anthropogener Funde und dem Auftreten warmzeitlicher Faunen und Floren in und an der Basis flächenhaft verbreiteter Auensedimente im Hamelner Stadtgebiet folgert er eine weitgehend holozäne Aufarbeitung der unteren Terrasse nicht nur im Stadtgebiet, sondern darüberhinaus auch in der südlich angrenzenden Hamelner Talweitung. Dieser großräumigen Extrapolation seiner Befunde über das Hamelner Stadtgebiet nach Süden hinaus kann nicht gefolgt werden. Nach den eigenen Bearbeitungen beschränkt sich dort die holozäne Umlagerungszone beiderseits der Weser lediglich auf eine Breite von rd. 0,5 km bis 1 km (Abb. 3). Erst an der südlichen Stadtgrenze Hamelns zielt ihr Außenrand zum östlichen Talrand hin. Der weitere Verlauf konnte in dem dort durch Baumaßnahmen und Auskiesungen stark veränderten Bereich nicht weiterverfolgt werden.

Die holozäne Aue kann im Oberwesertal aus bis zu sieben, lateral gewachsenen Einzelterrassen aufgebaut sein. Hier im Hamelner Raum sind als kleinräumige Mosaik lediglich die jüngsten H 3- bis H 7-Terrassenstufen erhalten (Abb. 3). Als Reihenterrassen besitzen sie untereinander ein etwa gleich hohes Oberflächenniveau in 3 bis 4 m über dem Tal-

mittelwasserspiegel. Lediglich die H 7-Terrasse, das derzeitige Hochflutbett der Weser, liegt durchschnittlich 2 m tiefer. Pedostratigraphisch sind sie dadurch unterscheidbar, daß generell mit zunehmendem Alter der Terrassen in den höheren Terrassenbereichen, also vor allem außerhalb der Auenrinnen eine intensivere Bodenüberprägung ihrer Auenfazies verbreitet ist (Abb. 4). So kennzeichnen die H 7-Terrasse kalkhaltige Auenpararendzinen auf meist stärker humusführenden Auensedimenten. Hingegen sind auf der H 6-Terrasse schwach verbrauchte Auenpararendzinen mit einer Entkalkungstiefe bis maximal 50 cm unter Flur weit verbreitet. Auf den H 4- und H 5-Terrassenflächen sind bereits gelbbraune Auenbraunerden ausgebildet. Die Entkalkungstiefe reicht bei der H 5-Terrasse seltener, bei der H 4-Terrasse meistens bis auf den Grundwasserspiegel. Erst auf der westlich der Weser als schmale Leiste erhaltenen H 3-Terrasse sind nach Bohrungen schwach lessivierte Auenbraunerden verbreitet. Demgegenüber besitzen alle drei Niederterrassen, wenn auch in den Auenrinnen von jungholozänen Hochflutsedimenten überdeckt, kräftige rötlichbraune Auenbraunerden.

Das holozäne Bildungsalter dieser flußnahen Umlagerungszone belegen auch die bei der Kiesgewinnung in den beiden Kiesgruben nordwestlich von Tündern (Abb. 3: Kiesgrube 7, 8) geförderten Hölzer und Faunen. Beide Kiesgruben liegen in der H 4-Terrassenfläche. Die Faunenbestimmung (Wes 204) ergab nach G. WALDMANN (Abt. Geologie, Universität Düsseldorf; freundl. schr. Mitt.) Schädelfragmente von drei Wildschweinen (*Sus scrofa*), den Unterkiefer eines Pferdes (*Equus* sp.) und die Geweihsprosse eines Cerviden (Rothirsch oder Elch). Darüberhinaus wurden bereits in den siebziger Jahren Hölzer aus diesem Kiesgrubenareal von SCHMIDT (1977) geborgen und von FREUNDLICH (1977) datiert. Neben drei atlantisch/subborealen Hölzern lagen die Absterbealter der beiden jüngsten subfossilen Eichen im älteren Subatlantikum um rd. 2.230 und 2.040 a BP. Eine weitere im Rahmen dieser Bearbeitungen geborgene Eiche besaß ein ¹⁴C-Alter von rd. 1.150 a BP (Wes 42, Hv 17792). Es ist davon auszugehen, daß die atlantisch/subborealen Holzfunde entweder umgelagert sind oder aus einem im Liegenden erhaltenen älteren Basisschotter der H 2- und H 3-Umlagerungsperioden stammen. Die aufgrund der pedostratigraphischen Einstufung sicherlich relativ junge H 4-Terrasse dürfte weitgehend im Zeitraum Eisen-Römerzeit bis Frühmittelalter ausgebildet worden sein (SCHELLMANN in diesem Band). Für die drei nachfolgenden H 5- bis

H 7-Terrassen liegen aus diesem Talabschnitt bisher keine absoluten Altersbelege vor. In Analogie zu den holozänen Terrassen im Oberwesertal unterhalb von Hameln dürfte auch hier die H 5-Terrasse im Zeitraum Früh- bis Hochmittelalter entstanden sein, die H 6-Terrasse zwischen dem 13. Jh. - 18. Jh. und die H 7-Terrasse in etwa seit Mitte des 18. Jh. (SCHELLMANN in diesem Band).

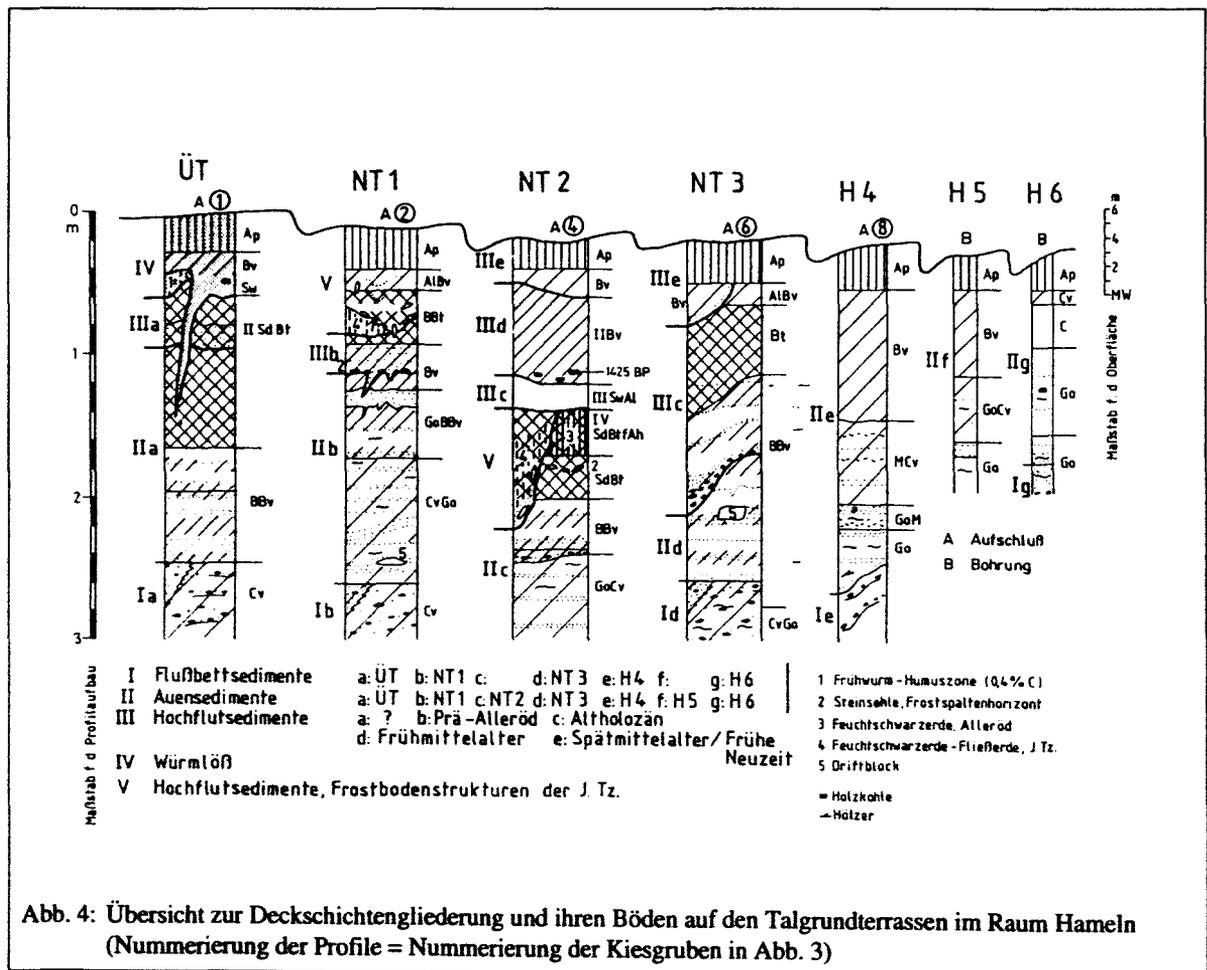
Den flächenmäßig überwiegenden Anteil am Aufbau des Talgrundes besitzen im Raum Tündern - Hastenbeck die kaltzeitlichen Aufschotterungen der drei Niederterrassen (NT 1 bis NT 3) und der Übergangsterrasse (ÜT) der Weser. Die Oberflächen der beiden Reihenterrassen NT 2 und NT 3 erheben sich maximal 0,5 - 1 m über die holozäne Weseraue, während die zentralen Terrassenbereiche der NT 1 im Raum Ohsen bis 2 m höher liegen. Die Übergangsterrasse ist, ebenso wie die NT 1, nur als schmale Terrassenleiste am östlichen Talgrundrand erhalten (Abb. 3). Sie ist mit einem 1 - 2 m hohen Stufenrand deutlich von den flußwärts angrenzenden Niederterrassen abgesetzt. Ihre zentralen Terrassenbereiche besitzen mit einer Erhebung von rd. 6 m über dem

Mittelwasserspiegel der Weser die höchste Lage im Talgrund. Sie liegen damit oberhalb der Reichweite holozäner Hochflutereignisse. Dagegen sind tiefere Partien insbesondere der beiden jüngeren Niederterrassen bei extremen Jahrhunderthochwässern überflutungsgefährdet.

3.3. Die Übergangsterrasse

Die Abb. 4 zeigt einen schematischen Talquerschnitt der Deckschichten auf den Terrassen der Hamelner Talweitung im Raum Tündern - Hastenbeck. Flußbett- und primäre Auensedimente sind dort mit römisch I bzw. II gekennzeichnet. Sekundäre Auensedimente sind als Hochflutsedimente mit römisch III und V benannt und Hochflutsedimente mit syn- und epigenetischen Frostbodenmerkmalen (Kryoturbationen, Frostspalten, Steinsohlen) als römisch IV.

Die Übergangsterrasse (ÜT) ist zwischen Tündern und Hastenbeck als schmale Terrassenleiste am östlichen Talgrundrand erhalten. Während GRUPE



(1916: Geol. Karte) sie nicht gesondert abgrenzt, sondern mit seiner weserwärts angrenzenden "unteren Terrasse" zusammenfaßt, wurden kleinere ÜT-Areale von SIEGERT (1921: Tafel 9) als "JII-Terrasse" und von MENSCHING (1950: Karte 5) als "obere Niederterrasse" kartiert.

Ihr Terrassenkörper war in der Kiesgrube "Gericke" (Abb. 3: Kiesgrube 1) in ca. 3 - 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Von den Nieder- und Auenterrassen unterscheidet sich die Übergangsterrasse nicht alleine durch ihre höhere Oberflächenerhebung, sondern auch durch ihre 0,6 - 1 m mächtige Sandlößbedeckung (Abb. 4: Fazies IV). Ihr kiesiges Flußbettsediment Ia zeigt sedimentologisch das typische Erscheinungsbild eines weitgehend vertikal aufgehöhten Schotterkörpers, wie er für die sich häufig verlagernden Flußarme eines verzweigten Flußlaufes ("braided river") kennzeichnend ist. Die Tiefenlage der Terrassenbasis ist unbekannt.

Den Abschluß der Flußbettsedimentation bilden häufig im Mittel einen Meter mächtige kiesführende Flußsande, die z.T. rinnenartig (bis 2 m tief) in den unterlagernden Kieskörper eingreifen. Die ÜT-Flußbettsedimente werden von zweigliedrigen feinklastischen Hochflutsedimenten (Abb. 4: Fazies IIa und IIIa) überlagert. Die primäre ÜT-Auensedimentfazies IIa (Abb. 4) zeigt die übliche vertikale Gliederung in liegende feinsandstreifige Aurinnensedimente, die zum Top hin in Auelehme übergehen. Die fluviatile Deckserie endet mit einer erneuten Ablagerung von Hochflutsedimenten (Abb. 4: Fazies IIIa).

Sie wird von einer bis 1 m mächtigen Sandlößdecke überdeckt. Die kaltzeitlichen Ablagerungsbedingungen der Sandlößanwehung zeigen sich in Form zahlreicher, basaler Frostspalten. Sie greifen durchschnittlich 20 cm, seltener bis 1 m tief in die liegenden ÜT-Auensedimente ein. Das Korngrößenspektrum des Sandlösses besitzt die für Sandlösses signifikante bimodale Korngrößenverteilung mit einem ersten Maximum im Grobschluff- und einem zweiten Maximum im oberen Feinsandbereich. An der Basis der Sandlößdecke befand sich in der Kiesgrube "Gericke" bei Hameln ein frostdynamisch stark gestörter, humoser Horizont mit einem C-Gehalt von 0,4%. Da nach derzeitigem Kenntnisstand die Sedimentation von Sandlössen älter als Bölling ist (VIERHUFF, 1967: 73 ff.; LANG 1990), dürfte der im Liegenden erhaltene humose Horizont zeitlich den aus dem Frühglazial bekannten Humuszonen entsprechen. Die kaltklimatische Aufschotterung der

ÜT fand damit entweder im Frühglazial der Weichsel-Kaltzeit oder bereits warthezeitlich statt. Der in der ÜT-Auenfazies (Abb. 4: Fazies IIa und IIIa) ausgebildete pseudovergleyte Bt-Horizont einer Parabraunerde kann als eine Bodenbildung des älteren Holozäns angesehen werden, wobei die Lessivierungsdynamik durch die sandig-schluffigen Deckschichten des Sandlösses hindurchgriff. Da als rezenter Oberflächenboden im hier betrachteten Aufschlußprofil (Abb. 4) lediglich eine schwach entwickelte Braunerde ausgebildet ist, ist eine junge äolische Umlagerung der hangenden Sandlößpartien verbunden mit der Zufuhr von unverwitterten Bodenpartikeln anzunehmen.

3.4. Die Niederterrassen und ihre Deckschichten

Flächenmäßig überwiegen die beiden jüngeren Niederterrassen NT 2 und NT 3. Von der NT 1 sind dagegen nur noch schmale Terrassenleisten im externen Talbodenbereich erhalten (Abb. 3). Sie ist in zwei Kiesgruben westlich von Hastenbeck und nördlich von Ohsen (Abb. 3: Kiesgrube 2 und 3) bis zum Grundwasserspiegel aufgeschlossen. Einblicke in den Aufbau der Deckschichten auf dem NT 2-Kieskörper gewähren zwei benachbarte Kiesgruben nördlich von Ohsen (Abb. 3: Kiesgrube 4 und 5), während die der NT 3 in einer Kiesgrube nördlich von Tündern (Abb. 3: Kiesgrube 6) einzusehen sind.

Alle drei Niederterrassenkörper wurden unter periglazialen Klimabedingungen abgelagert wie epigenetische Kryoturbationen und Driftblöcke im überlagernden primären Auensediment bezeugen. Infolge stärkerer Hochwasserüberprägung ist vor allem die jüngste Niederterrasse, die NT 3, in diesem Talabschnitt häufiger von holozänen Hochflutsedimenten überdeckt. In Rinnenpositionen finden sich dann Stapelungen von jung- und älterholozänen Hochflutsedimenten (Abb. 4: Fazies IIIc bis IIIe), die durch unterschiedlich intensive Bodenbildungsphasen getrennt sind. Sie belegen einen mehrfachen Wechsel von verstärkten und abgeschwächten Überflutungsperioden in diesem Raum. Seit dem Frühmittelalter erreichen die Hochwässer, mit hoher Wahrscheinlichkeit anthropogen verursacht, verstärkt auch Auenrinnen auf der NT 2. In der Folge kam es dort zur Ablagerung eines pedogen zweigeteilten Hochflutlehmes von im Mittel einem Meter Mächtigkeit. Die Datierung der Holzkohle, die an der Basis des liegenden älteren Hochflutlehmes auftritt (Abb. 4: Fazies IIIId), ergab ein ^{14}C -Alter von ca. 1.425 a BP (Wes 116 - Hv 16747; dendrochronologisch korri-

H 7-Terrassen liegen aus diesem Talabschnitt bisher keine absoluten Altersbelege vor. In Analogie zu den holozänen Terrassen im Oberwesertal unterhalb von Hameln dürfte auch hier die H 5-Terrasse im Zeitraum Früh- bis Hochmittelalter entstanden sein, die H 6-Terrasse zwischen dem 13. Jh. - 18. Jh. und die H 7-Terrasse in etwa seit Mitte des 18. Jh. (SCHELLMANN in diesem Band).

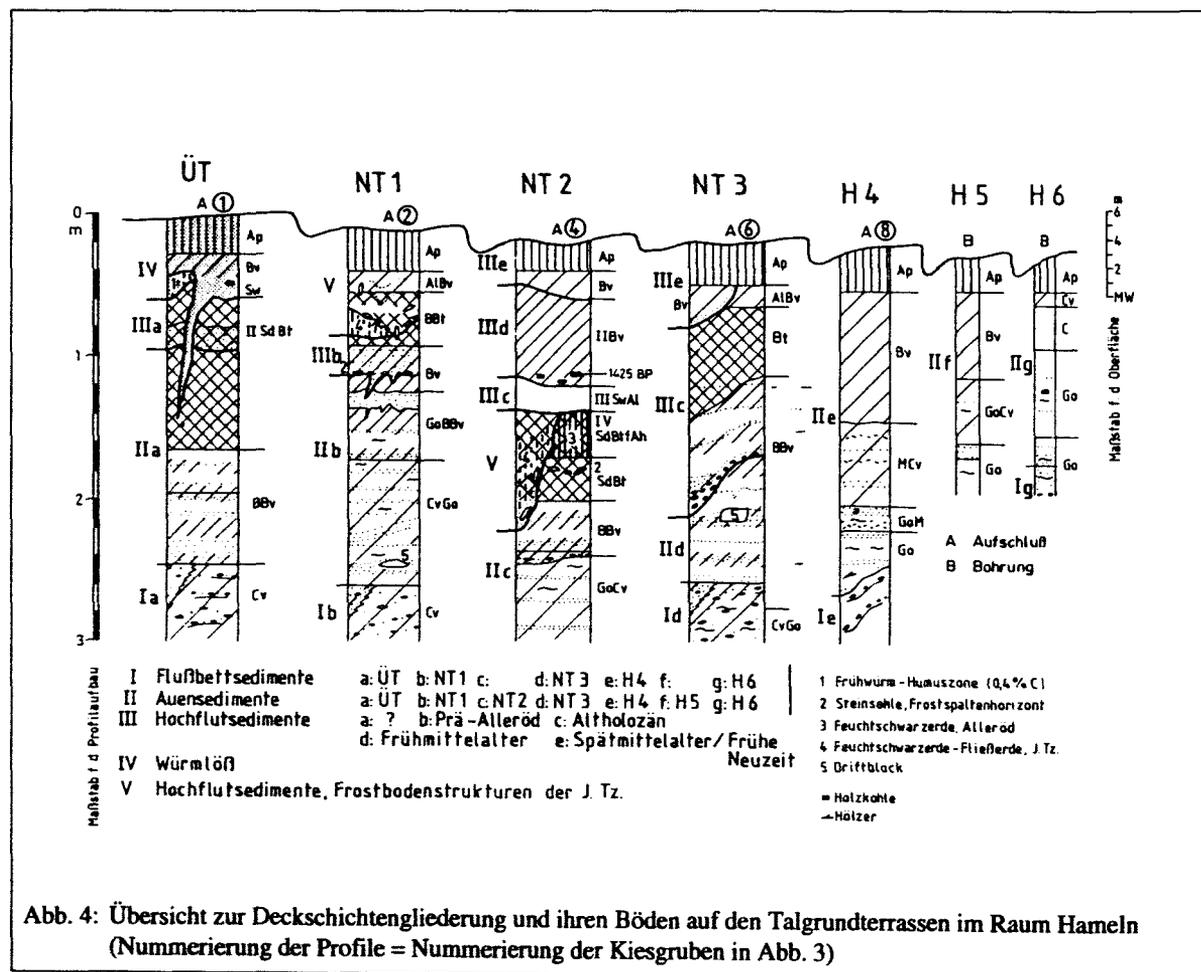
Den flächenmäßig überwiegenden Anteil am Aufbau des Talgrundes besitzen im Raum Tündern - Hastenbeck die kaltzeitlichen Aufschotterungen der drei Niederterrassen (NT 1 bis NT 3) und der Übergangsterrasse (ÜT) der Weser. Die Oberflächen der beiden Reihenterrassen NT 2 und NT 3 erheben sich maximal 0,5 - 1 m über die holozäne Weseraue, während die zentralen Terrassenbereiche der NT 1 im Raum Ohsen bis 2 m höher liegen. Die Übergangsterrasse ist, ebenso wie die NT 1, nur als schmale Terrassenleiste am östlichen Talgrundrand erhalten (Abb. 3). Sie ist mit einem 1 - 2 m hohen Stufenrand deutlich von den flußwärts angrenzenden Niederterrassen abgesetzt. Ihre zentralen Terrassenbereiche besitzen mit einer Erhebung von rd. 6 m über dem

Mittelwasserspiegel der Weser die höchste Lage im Talgrund. Sie liegen damit oberhalb der Reichweite holozäner Hochflutereignisse. Dagegen sind tiefere Partien insbesondere der beiden jüngeren Niederterrassen bei extremen Jahrhunderthochwässern überflutungsgefährdet.

3.3. Die Übergangsterrasse

Die Abb. 4 zeigt einen schematischen Talquerschnitt der Deckschichten auf den Terrassen der Hamelner Flußbett- und primäre Auensedimente sind dort mit römisch I bzw. II gekennzeichnet. Sekundäre Auensedimente sind als Hochflutsedimente mit römisch III und V benannt und Hochflutsedimente mit syn- und epigenetischen Frostbodenmerkmalen (Kryoturbationen, Frostspalten, Steinsohlen) als römisch IV.

Die Übergangsterrasse (ÜT) ist zwischen Tündern und Hastenbeck als schmale Terrassenleiste am östlichen Talgrundrand erhalten. Während GRUPE



(1916: Geol. Karte) sie nicht gesondert abgrenzt, sondern mit seiner wesenwärts angrenzenden "unteren Terrasse" zusammenfaßt, wurden kleinere ÜT-Areale von SIEGERT (1921: Tafel 9) als "J II-Terrasse" und von MENSCHING (1950: Karte 5) als "obere Niederterrasse" kartiert.

Ihr Terrassenkörper war in der Kiesgrube "Gericke" (Abb. 3: Kiesgrube 1) in ca. 3 - 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Von den Nieder- und Auenterrassen unterscheidet sich die Übergangsterrasse nicht alleine durch ihre höhere Oberflächenerhebung, sondern auch durch ihre 0,6 - 1 m mächtige Sandlößbedeckung (Abb. 4: Fazies IV). Ihr kiesiges Flußbettsediment Ia zeigt sedimentologisch das typische Erscheinungsbild eines weitgehend vertikal aufgehöhten Schotterkörpers, wie er für die sich häufig verlagernden Flußarme eines verzweigten Flußlaufes ("braided river") kennzeichnend ist. Die Tiefenlage der Terrassenbasis ist unbekannt.

Den Abschluß der Flußbettsedimentation bilden häufig im Mittel einen Meter mächtige kiesführende Flußsande, die z.T. rinnenartig (bis 2 m tief) in den unterlagernden Kieskörper eingreifen. Die ÜT-Flußbettsedimente werden von zweigliedrigen feinklastischen Hochflutsedimenten (Abb. 4: Fazies IIa und IIIa) überlagert. Die primäre ÜT-Auensedimentfazies IIa (Abb. 4) zeigt die übliche vertikale Gliederung in liegende feinsandstreifige Aurinnensedimente, die zum Top hin in Auelehne übergehen. Die fluviatile Deckserie endet mit einer erneuten Ablagerung von Hochflutsedimenten (Abb. 4: Fazies IIIa).

Sie wird von einer bis 1 m mächtigen Sandlößdecke überdeckt. Die kaltzeitlichen Ablagerungsbedingungen der Sandlößanwehung zeigen sich in Form zahlreicher, basaler Frostspalten. Sie greifen durchschnittlich 20 cm, seltener bis 1 m tief in die liegenden ÜT-Auensedimente ein. Das Korngrößenspektrum des Sandlösses besitzt die für Sandlösses signifikante bimodale Korngrößenverteilung mit einem ersten Maximum im Grobschluff- und einem zweiten Maximum im oberen Feinsandbereich. An der Basis der Sandlößdecke befand sich in der Kiesgrube "Gericke" bei Hameln ein frostdynamisch stark gestörter, humoser Horizont mit einem C-Gehalt von 0,4%. Da nach derzeitigem Kenntnisstand die Sedimentation von Sandlössen älter als Bölling ist (VIERHUFF, 1967: 73 ff.; LANG 1990), dürfte der im Liegenden erhaltene humose Horizont zeitlich den aus dem Frühglazial bekannten Humuszonen entsprechen. Die kaltklimatische Aufschotterung der

ÜT fand damit entweder im Frühglazial der Weichsel-Kaltzeit oder bereits warthezeitlich statt. Der in der ÜT-Auenfazies (Abb. 4: Fazies IIa und IIIa) ausgebildete pseudovergleyte Bt-Horizont einer Parabraunerde kann als eine Bodenbildung des älteren Holozäns angesehen werden, wobei die Lessivierungsdynamik durch die sandig-schluffigen Deckschichten des Sandlösses hindurchgriff. Da als rezenter Oberflächenboden im hier betrachteten Aufschlußprofil (Abb. 4) lediglich eine schwach entwickelte Braunerde ausgebildet ist, ist eine junge äolische Umlagerung der hangenden Sandlößpartien verbunden mit der Zufuhr von unverwitterten Bodenpartikeln anzunehmen.

3.4. Die Niederterrassen und ihre Deckschichten

Flächenmäßig überwiegen die beiden jüngeren Niederterrassen NT 2 und NT 3. Von der NT 1 sind dagegen nur noch schmale Terrassenleisten im externen Talbodenbereich erhalten (Abb. 3). Sie ist in zwei Kiesgruben westlich von Hastenbeck und nördlich von Ohsen (Abb. 3: Kiesgrube 2 und 3) bis zum Grundwasserspiegel aufgeschlossen. Einblicke in den Aufbau der Deckschichten auf dem NT 2-Kieskörper gewähren zwei benachbarte Kiesgruben nördlich von Ohsen (Abb. 3: Kiesgrube 4 und 5), während die der NT 3 in einer Kiesgrube nördlich von Tündern (Abb. 3: Kiesgrube 6) einzusehen sind.

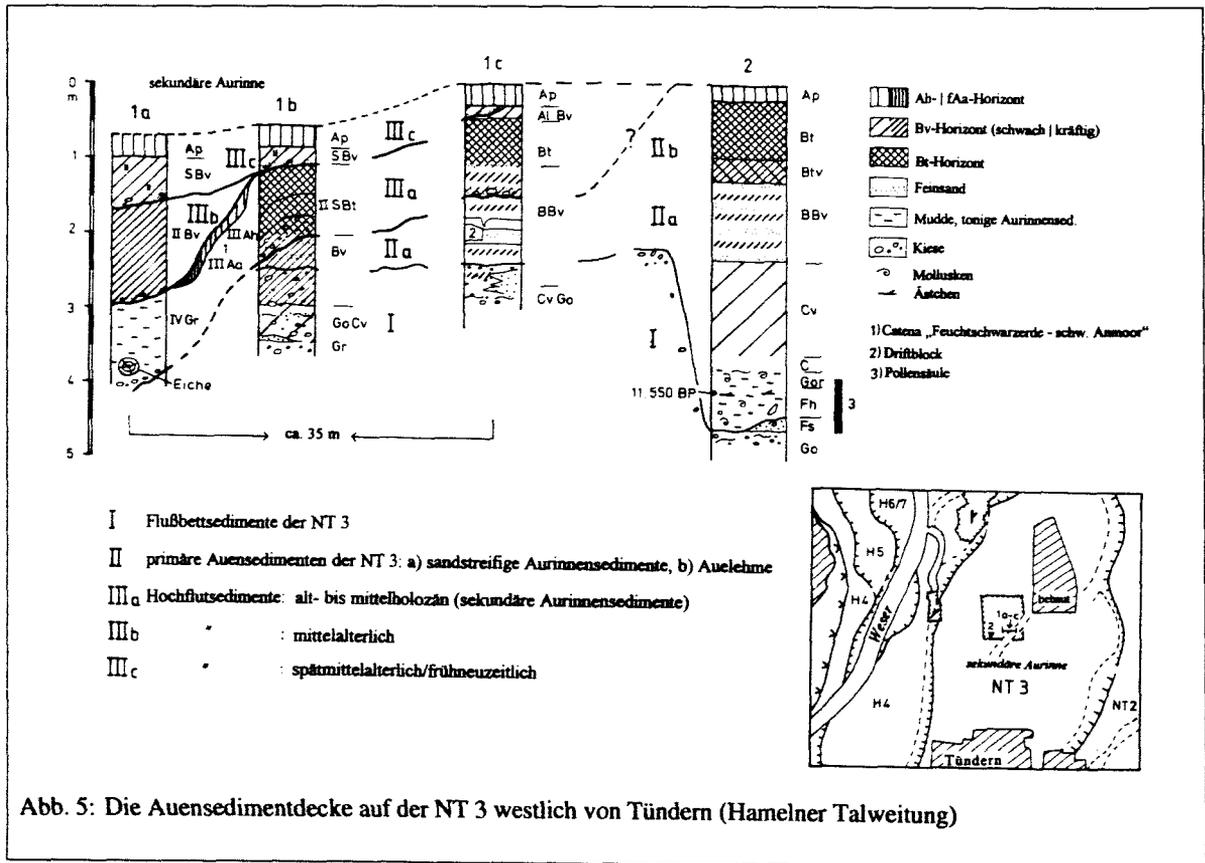
Alle drei Niederterrassenkörper wurden unter periglazialen Klimabedingungen abgelagert wie epigenetische Kryoturbationen und Driftblöcke im überlagernden primären Auensediment bezeugen. Infolge stärkerer Hochwasserüberprägung ist vor allem die jüngste Niederterrasse, die NT 3, in diesem Talabschnitt häufiger von holozänen Hochflutsedimenten überdeckt. In Rinnenpositionen finden sich dann Stapelungen von jung- und älterholozänen Hochflutsedimenten (Abb. 4: Fazies IIIc bis IIIe), die durch unterschiedlich intensive Bodenbildungsphasen getrennt sind. Sie belegen einen mehrfachen Wechsel von verstärkten und abgeschwächten Überflutungsperioden in diesem Raum. Seit dem Frühmittelalter erreichen die Hochwässer, mit hoher Wahrscheinlichkeit anthropogen verursacht, verstärkt auch Auenrinnen auf der NT 2. In der Folge kam es dort zur Ablagerung eines pedogen zweigeteilten Hochflutlehmes von im Mittel einem Meter Mächtigkeit. Die Datierung der Holzkohle, die an der Basis des liegenden älteren Hochflutlehmes auftritt (Abb. 4: Fazies IIIId), ergab ein ^{14}C -Alter von ca. 1.425 a BP (Wes 116 - Hv 16747; dendrochronologisch korri-

giert um 560 - 675 n. Chr.). Sekundäre Auenrinnen, deren holozäne Hochflutsedimentfüllung teilweise über 2 - 4 m tief in die primäre NT 3-Auenfazies einlagert ist (Abb. 4: Fazies IIIc auf der NT 3), bezeugen zudem eine bereichsweise kräftige, linear-erosive Dynamik holozäner Hochwasserüberprägungen in diesem Raum.

Aussagen zur Abflußdynamik der Weser im Hoch- und Spätglazial lassen sich primär aus dem Sedimentationsbild der Flußbettsedimente, also den sandig-kiesigen Terrassenkörpern, ableiten. Aufgrund des hohen Grundwasserspiegels ist im Hamelner Raum lediglich der Kieskörper der NT 1 nördlich von Ohsen in rd. 2 - 3 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Dort besitzt er, ebenso wie in einem weiteren Aufschluß weserabwärts bei Kleinenwieden (Abb. 1: westlich von Großenwieden gelegen), das weitgehend vertikal aufgehöhte, trog- und horizontalgeschichtete Sedimentationsbild eines stark verzweigten Flußlaufes ("braided river"). Da im Oberflächenbild der NT 2 im benachbarten Talraum unterhalb von Großenwieden ausgeprägte Großmäander erhalten sind, wurde sie zumindest in größeren Bereichen von einem bereits mäandrierenden Weserlauf geschaffen. Der NT 3-Kieskörper, der in einer weiteren Kiesgrube bei Kleinenwieden

aufgeschlossen ist, besitzt dort eine großbogige Gleithangschichtung, wurde also ebenfalls von einem mäandrierenden, lateral umlagernden Weserlauf abgelagert. Damit fand der flußdynamische Umbruch vom breitbettigen, stark verzweigten Weserlauf zum Mäanderfluß im frühen Spätglazial nach Aufschotterung der NT 1 und zu Beginn oder im Laufe der NT 2-Ausbildung statt.

Ein zur Alterseinstufung der Niederterrassen wichtiges Deckschichtenprofil ist auf der NT 2 in einer Kiesgrube westlich von Hastenbeck (Abb. 3: Kiesgrube 4) aufgeschlossen. Unter jüngeren holozänen Hochflutsedimenten begraben ist auf der primären NT 2-Auenfazies eine Feuchtschwarzerde (Pseudotschernosem) erhalten (Abb. 4), die spätestens im Alleröd entwickelt war. Denn sie wurde unter Kaltklimabedingungen des ausgehenden Spätglazials bereichsweise kryptoturbat verwürgt oder als gefrorene Bodenschollen bei erneuter Hochwasserbeeinflussung der Terrassenoberfläche verlagert. Teilweise wurde sie auch mit in die Verfüllung von bis zu 1,5 m tiefen, kesselartigen Frostbodenstrukturen einbezogen. Aufgrund dieser Befunde müßte die NT 2 älter als das Alleröd-Interstadial sein, und die NT 3-Weser sollte dann bereits im Alleröd aktiv gewesen sein. Um diesem nachzugehen, wurde von



der Basis der feinklastischen Füllung der NT 2-Randsenke (Profil "Hastenbeck West") und einer primären Auenrinne auf der NT 3 (Profil "Tündern Nord") jeweils ein Pollenprofil geborgen und pollenanalytisch bearbeitet.

3.5. Pollenprofile auf den Niederterrassen NT 2 und NT 3

Die Lage der hier vorgestellten Pollenprofile "Tündern Nord" und "Hastenbeck West" ist aus Abb. 3 (Kiesgruben 4, 6) ersichtlich. Das Pollenprofil "Hastenbeck West" (Abb. 6) erfaßt Auensande und Torfe an der Basis der NT 2-Randsenkenfüllung. Die Verfüllung einer Randsenke findet weitgehend erst im Zuge nachfolgender Auendynamik statt, und daher sollte die NT 2-Randsenkenfüllung jünger als oder gleichalt wie die NT 2-Aufschotterung sein.

Dagegen bilden die vergleyten Mudden des Pollenprofils "Tündern Nord" (Abb. 7) die Basis der feinklastischen Verfüllung einer primären Auenrinne der NT 3 (Abb. 5: Profil 2). Der NT3 - Schotterkörper besitzt an seiner Oberfläche Höhenschwankungen von über 2 m, wobei das Rinnentiefste der beprobten primären Auenrinne 4,6 m unter Flur lag und damit unterhalb der holozänen Verwitterung. Da primäre Auenrinne im Zuge der seitlichen Verlagerung des aktiven Flußbettes entstehen, setzt ihre Verlandung bereits ein, während zeitgleich, in dem sich seitlich verlagernden Stromstrich weiterhin Flußbettsedimente abgelagert werden. Im Zuge holozäner Hochwässerüberformung sind in die primären Auensedimente der NT 3 sekundäre Auenrinne eingeschnitten bis in die liegenden Flußbettsedimente hinein. An der Basis dieser jüngeren Erosionsrinnen sind wie im vorliegenden Aufschlußprofil (Abb. 5: Profile 1a bis 1c) vereinzelt warmzeitliche Hölzer, hier eine Eiche, eingesedimentiert.

Pollenanalytische Veröffentlichungen aus dem Untersuchungsgebiet, die zum Vergleich mit den vorliegenden Profilen herangezogen werden können, sind rar. Spätglaziale Profilabschnitte finden sich in der Bearbeitung von BURRICHTER et al. (1993) aus dem Raum Minden und bei CASPERS (1993) aus dem Raum Stolzenau. Die übrigen Pollenbearbeitungen

aus der Umgebung beinhalten lediglich postglaziale Schichtenfolgen und können zur Diskussion der vorliegenden Profile keinen Beitrag leisten (vgl. FRICKE et al. 1955, STECKHAN 1961, SCHNEEKLOTH 1967, LESEMANN 1968 und GRÜGER 1980).

Die Proben wurden mit KOH und Schwere-trennung aufbereitet. Die Darstellung der Diagramme erfolgt als Gesamtdiagramm, d.h. die Summe aus Baumpollen (BP) und Nichtbaumpollen (NBP) bildet 100%. Die Moos- und Farnsporen sowie der Pollen von Wasserpflanzen sind in Prozenten bezogen auf diese Grundsumme dargestellt.

3.5.1. Pollenprofil "Tündern Nord" auf der NT 3

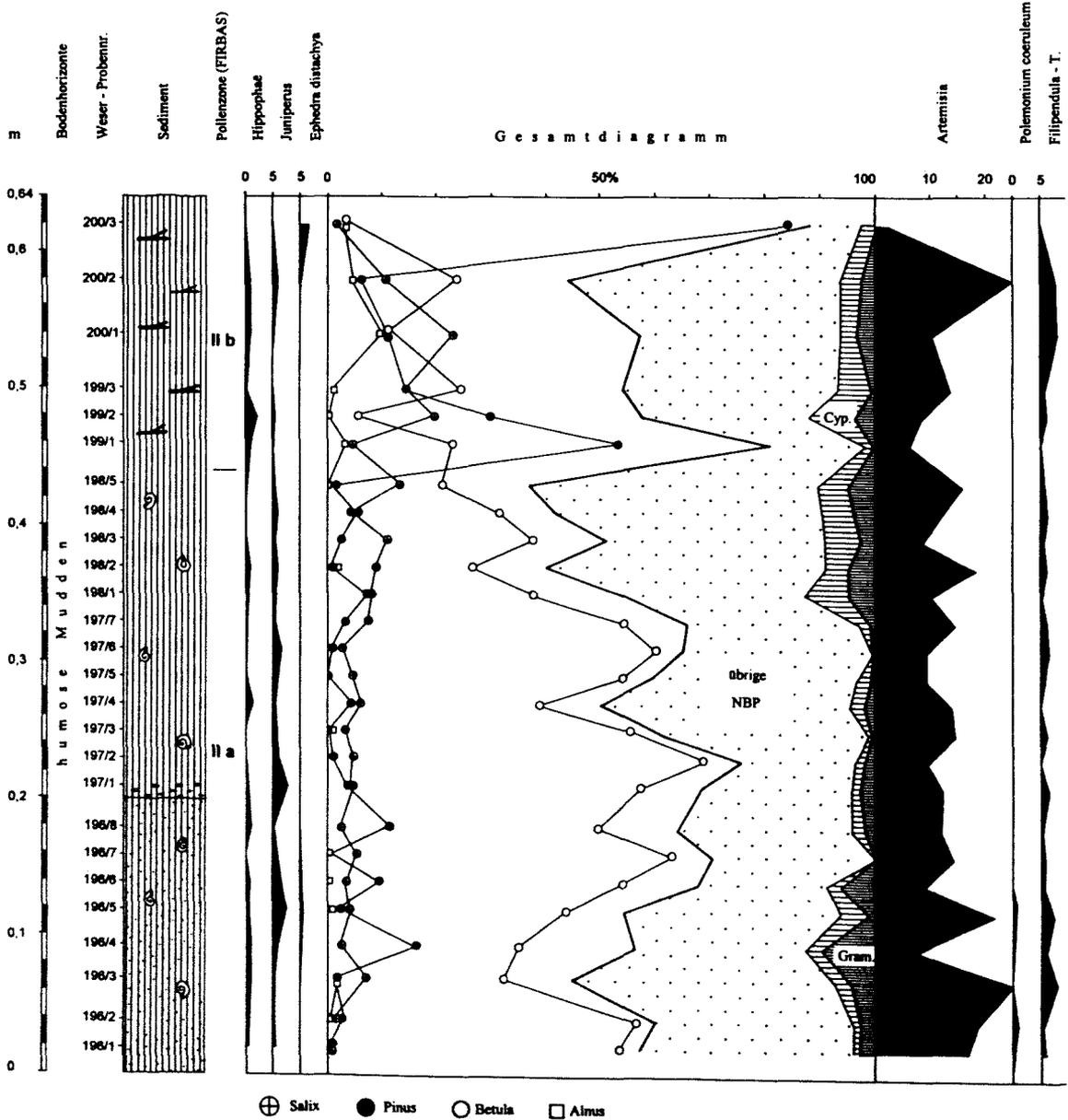
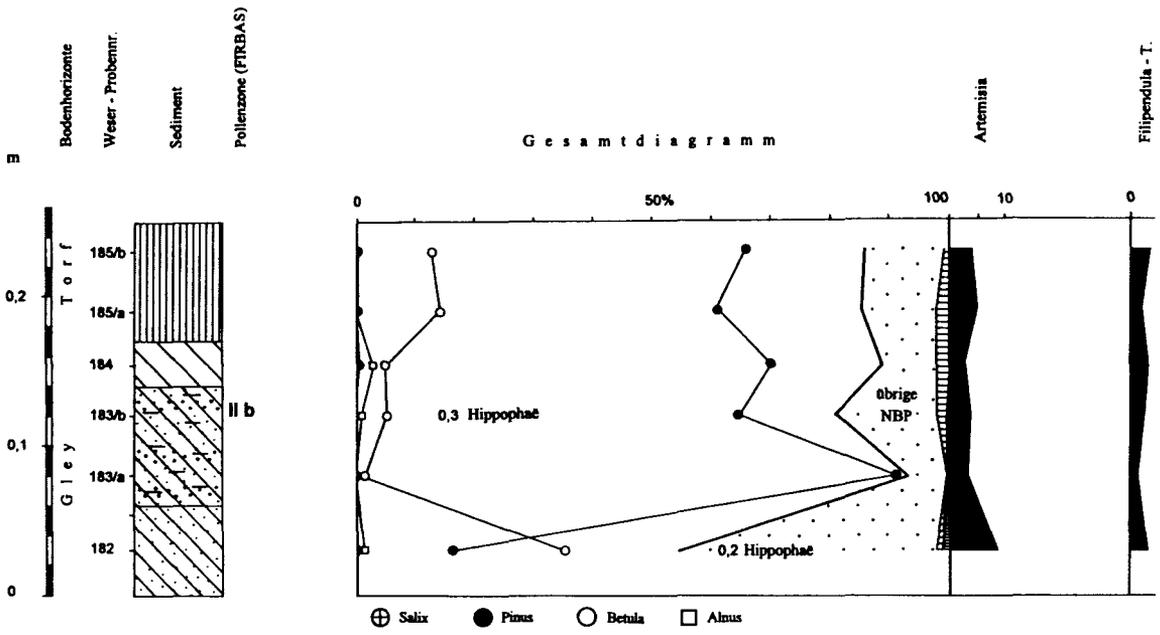
Von den Mudden an der Basis des Profils "Tündern Nord" (Abb. 7) sind die untersten 64 cm pollenführend. Sie beinhalten spätglaziale Pollenspektren, die durch eine deutlich ausgeprägte Birkenphase (196/1 - 198/5) und eine Kiefernphase (198/2 - 200/3) charakterisiert sind. Die Besonderheit des Profils 1 liegt in der Untergliederungsmöglichkeit der Birkenphase in die Diagrammabschnitte (DA) 1 - 4 und dem Verhalten der *Pinus*-Kurve im DA 5.

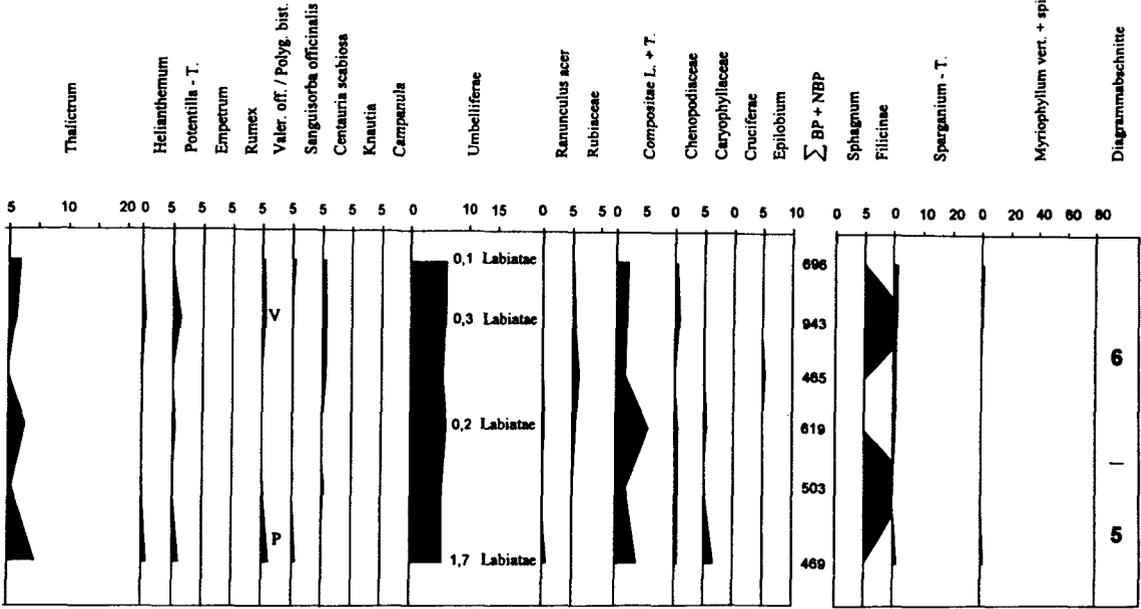
DA 1 (Proben 196/1 - 196/5): Der hohe Prozentsatz lichtliebender spätglazialer Pionier- und Steppenpflanzen deutet auf einen noch recht schütterten Birkenbestand hin. Wahrscheinlich waren neben den ersten Baumformen vor allem Strauch- und Zwergformen verbreitet, so daß das Lichtangebot für die Heliophyten ausreichend war. *Artemisia* erreicht besonders hohe Werte (20%), die Kurven von *Hippophaë* und *Juniperus* sind geschlossen, die Werte dieser unterrepräsentierten Pollentypen beachtlich. Pollen der seltenen Spätglazialpflanzen *Ephedra distachya* und *Polemonium coeruleum* wurden mehrfach registriert. Das Maximum der Gräser fällt in diesen basalen Diagrammabschnitt. Bis auf eine Ausnahme liegen die *Pinus*-Werte unter 10% und können weitgehend als fernverweht angesehen werden. Im DA 2 (Proben 196/6-197/3) verändert sich das Profil dahingehend, daß mit dem Anstieg der *Betula*-Kurve eine deutliche Birkenausbreitung dokumentiert ist, die zu einem zeitweisen Rückgang

folgende Seiten:

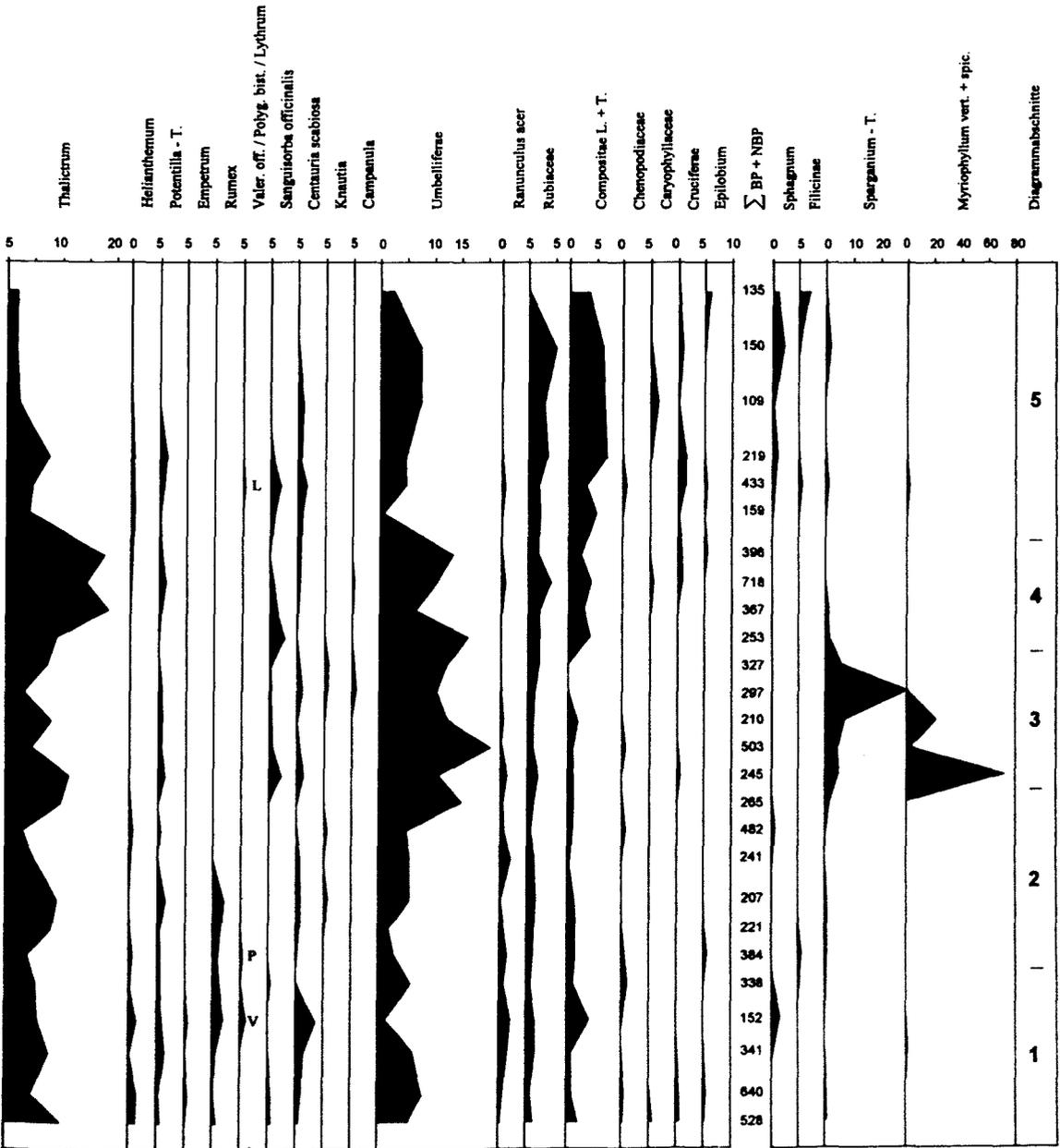
oben Abb. 6: Pollenprofil "Hastenbeck West"

unten Abb. 7: Pollenprofil "Tündern Nord"





U. SCHIRMER 1992



U. SCHIRMER 1992

des lichtliebenden NBP führt. Davon nicht betroffen ist der Wacholder, den man sich nicht im Unterwuchs der Bäume, sondern randlich der nun beschatteten Flächen vorzustellen hat. In DA 3 kehren sich die Verhältnisse um. Die *Betula*-Werte sinken, die NBP-Werte steigen. In diesem DA treten außerdem erhöhte Funde von Sumpf- und Wasserpflanzen auf (Igel- bzw. Rohrkolben und Tausendblatt). Im DA 4 verstärkt sich der Abstieg von *Betula* und der Anstieg der NBP-Werte. Hier erreicht der spätglaziale NBP seine höchsten Profilwerte (besonders *Artemisia*, *Thalictrum* und Umbelliferen). Die *Salix*-Kurve steigt bis auf 13%, die *Betula*-Kurve fällt auf 20% zurück. In den bisher besprochenen Abschnitten 1 - 4 dominiert *Betula* unangefochten über *Pinus*. In DA 5 wird die Birkendominanz im Verlauf eines zweifachen *Pinus*-Vorstoßes abgelöst. Besondere Merkmale dieser Pollenspektren sind außerdem die ansteigende *Salix*-Kurve (bis 22%) und die stetig hohen *Artemisia*-Werte. Die Erle, die seit DA 1 immer wieder vereinzelt registriert wird, zeigt in DA 5 eine geschlossene Kurve mit maximal 9%. Da ansonsten keine Thermophilen wie *Corylus* oder Eichenmischwaldelemente auftreten, handelt es sich wohl weniger um umgelagerten Pollen als um die Spuren von Erlen, die recht früh an dem feuchten Auenstandort des Profils siedelten (vergleiche hierzu die Erlenfunde bei CASPERS 1993). Durch Oxidation, der von oben durchgreifenden Bodenbildungsprozesse ist das Profil zur pollenanalytischen Bearbeitung im Hangenden begrenzt.

Aufgrund der BP/NBP-Verhältnisse sowie der *Betula*-Dominanz in den Diagrammabschnitten 1 - 4 entspricht dieser Profilabschnitt dem unteren Alleröd (IIa nach FIRBAS 1949). Der Diagrammabschnitt 5 entspricht dem oberen Alleröd (IIb). Aus dem Diagrammabschnitt 5 stammen Ästchen, die ein Radiocarbonalter von 11.550 ± 110 a BP ergaben (Wes 203 - Hv 17550). Im Hiller Moor bei Minden (BURRICHTER et al. 1993) zeigen die wenigen vorhandenen Allerödspektren unmittelbar vor dem Beginn der Pollenzone III (Jüngere Dryas) *Pinus*-Dominanz. Im Profil "Schönebusch" (CASPERS 1993) dagegen ist der Wechsel von dem *Betula* dominierten älteren Alleröd zum jüngeren Alleröd mit *Pinus*-Vorherrschaft deutlich zu erkennen. Eine weitere Übereinstimmung liegt in dem für das Alleröd recht hohen NBP-Anteil, der im Profil "Schönebusch" sogar bis ins Präboreal anhält.

3.5.2. Pollenprofil "Hastenbeck West" auf der NT 2

Die unteren zwei Pollenspektren (Abb. 6) werden wegen ihrer hohen Übereinstimmung mit den obersten Spektren des Profils "Tündern Nord" in den Diagrammabschnitt 5 gestellt. In ihm vollzieht sich die explosionsartige Ausbreitung der Kiefer und der endgültige Rückgang des spätglazialen Nichtbaumpollens. Die verbleibenden Spektren dieses Profils bilden den Diagrammabschnitt 6. Er ist charakterisiert durch *Pinus*-Werte zwischen 60 und 70% und durch sprunghaft ansteigende Werte der Farnsporen, die Beschattungsverhältnisse einer geschlossenen Bewaldung anzeigen. Das Profil "Hastenbeck West" fällt demnach mit seinen Diagrammabschnitten in die Kieferphase des Alleröds (IIb).

4. Schlußfolgerungen

Die Befunde von der unteren Oberweser zeigen, daß in der tiefergelegenen NT 2-Randsenke spätestens im Alleröd mit der zunehmenden Vegetationsausbreitung der Eintrag von feinklastischen Hochflut-sedimenten erlahmte, so daß sich innerhalb der Randsenke bei hochstehendem Grundwasserspiegel ein allerödzeitliches Niedermoor entwickeln konnte. Damit liegen mit dem Pollenprofil Hastenbeck West von der NT 2 der Weser inzwischen drei Pollenprofile aus verschiedenen deutschen Tälern vor, die sich in vergleichbarer stratigraphischer Position jeweils auf der mittleren von drei hoch- bis spätglazialen Niederterrassen befinden.

1. Am locus typicus der Schönbrunner Aufschotterungsphase in Schönbrunn am Main ist in der Randsenke dieser Niederterrasse ebenfalls das obere Alleröd (ERTL 1987: 88) erhalten. Der Alleröd-Torf liegt hier sogar noch über umgelagerten pollenfreien Sedimenten (SCHIRMER 1980: D8).
2. Am Niederrhein ist in Randsenkenposition der Schönbrunner Terrasse (dortige NT 2) unter allerödzeitlichen Mudden pollenanalytisch mindestens noch die Mittlere Dryas erfaßt. Die mittlere Dryas liegt dort über pollenfreien Sanden der Rinnenbasis in einer tiefen Zerschneidungsform in der NT 2 (SCHIRMER & SCHIRMER 1990, 1994).
3. Im vorliegenden Profil Hastenbeck West liegt ebenfalls in Randsenkenposition oberes Alleröd direkt auf dem Schotter der NT 2 der Weser. Die

pollenanalytische Einstufung des Auensediments ergibt somit für das Ende der NT 2-Aufschotterung in Hastenbeck West das jüngste Alter unter den drei bearbeiteten Lokalitäten an Weser, Rhein und Main. Betrachtet man diese Einstufung von Hastenbeck West in Zusammenhang mit dem Ergebnis des Pollenprofils Tündern Nord, wo älteres Alleröd auf NT 3-Schotter folgt, muß zwischen dem NT 2-Schotter und dem spätallerödzeitlichen Auensediment ein Hiatus liegen eventuell in Form einer Erosionsdiskordanz.

Damit existiert auch im unteren Oberwesertal eine Niederterrasse, die älter als Alleröd und jünger als die hochglaziale Terrasse ist. Von der Altersstellung her entspricht sie der Schönbrunner Terrasse, wie sie an Rhein und Main belegt ist (SCHIRMER 1991, 1993).

Zu Beginn des Alleröds hatte die Weser dann bereits Teile der NT 3 aufgeschottert, wie durch das Pollenprofil "Tündern Nord" von der Basis einer primären Auenrinne auf der NT 3 belegt ist. Weserabwärts treten in einer Kiesgrube im Raum Kleinenwieden syngenetische Kryoturbationen sowohl innerhalb der dort aufgeschlossenen kiesig-sandigen NT 3-Flußbettfazies als auch in der überlagernden primären Auenfazies auf. Sie zeigen an, daß auch noch in der nachfolgenden Kälteschwankung der Jüngeren Tundrenzeit größere Areale der NT 3 abgelagert wurden. Es ist daher anzunehmen, daß die NT 3-Ausbildung noch bis an das Ende der Jüngeren Tundrenzeit andauerte und erst mit dem klimatischen Umbruch zum Holozän endete. Da die Ausbildung der NT 2 bereits vor dem Alleröd-Interstadial abgeschlossen war, dürfte die NT 1 als älteste der drei Niederterrassen die klassische Hauptniederterrasse des Weichsel-Hochglazials bis ca. 18.000 a BP sein. Die Übergangsterrasse, die bisher als "obere Niederterrasse" in diesen Zeitraum eingestuft wurde (MENSCHING 1950), ist dagegen älter als das Weichsel-Hochglazial und entstand wahrscheinlich im Frühglazial oder bereits in der vorletzten Kaltzeit (Warthe).

Auch aus mehreren Alpenvorlandstälem sowie dem Enz- und Untermaintal sind ähnliche "lößbedeckte Niederterrassen" bekannt (SCHELLMANN 1991: 102). Auch dort ist bisher deren genaue stratigraphische Stellung unklar. Ebenso sind aus anderen größeren Tälern des Mittelgebirgsraumes (Main, Rhein) und des Alpenvorlandes (Isar, Donau) drei lößfreie Niederterrassen bekannt, deren Akkumulation nach den bisher von dort vorliegenden Hinwei-

sen annähernd im gleichen Zeitraum stattfand (u.a. SCHIRMER 1991; SCHELLMANN 1993). Daher sollte der wesentliche Steuerungsmechanismus ihrer Ausbildung klimatischer Natur sein. Vor allem die Wiedererwärmungen am Ausgang des Hochglazials um ca. 18.000 a BP zum Spätglazial und von der Ältesten Tundrenzeit zum Bölling-Interstadial bewirkten anscheinend überregional intensive flußdynamische Reaktionen mit der Folge eines kurzfristig stark geänderten Erosions- und Akkumulationsverhaltens (u.a. SCHIRMER 1993; SCHELLMANN 1993: 255 ff.).

5. Danksagung

Die ¹⁴C-Datierungen wurden von Prof. Dr. M. A. GEYH (Niedersächsisches Landesamt f. Bodenforschung, Hannover) durchgeführt. Für die Faunenbestimmungen sei Herrn Dipl. Biol. G. WALDMANN (Abt. Geologie, Universität Düsseldorf) herzlich gedankt. Besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. W. SCHIRMER (Abt. Geologie, Universität Düsseldorf), der diese Untersuchungen nicht nur angeregt, sondern durch Beantragung eines DFG-Projektes (s.o.) erst ermöglicht hat.

6. Literatur

- BREMER, H. (1959): Flußerosion an der oberen Weser. - Göttinger Geogr. Abh., 22; Göttingen.
- BURRICHTER, E., FREUND, H., HÜPPE, J. & POTT, R. (1993): Spät- und nacheiszeitliche Vegetationsentwicklung und deren Verlandungssukzessionen in Auenlandschaften nordwestdeutscher Lößböden. - Diss. Bot., 196: 399 - 413, 2 Abb. als Beil.; Stuttgart.
- CASPERS, G. (1993): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Flußauenentwicklung an der Mittelweser im Spätglazial und Holozän. - Abh. a.d. Westfälischen Museum f. Naturkde., 55 (1): 101 S., 2 Abb. als Beil.; Münster.
- ERTL, U. (1987): Pollenstratigraphie von Talprofilen im Main-Regnitz-Gebiet. - Ber. naturwiss. Ges. Bayreuth: 19, 1985/87: 45 - 123, Abb. 4 u. 14-17 als Beil.; Bayreuth.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. - Bd. 1 Allgemeine Waldgeschichte. - 480 S.; Jena.

- FRICKE, K. & THOMSON, P. W. (1955): Entstehung und Alter des Torflagers im "Seebrucher Trichter" bei Vlotho a. d. Weser.- Geol. Jb., **70**: 511 - 514; Hannover.
- FREUNDLICH, J. C. (1977): ¹⁴C-Datierung und Dendrochronologie. - Erdw. Forsch., **13**: 99 - 114; Wiesbaden.
- GRÜGER, E. (1980): Das Alter des Quell-Erlenwaldes Fiekers Busch bei Rinteln a. d. Weser nach pollenanalytischen Untersuchungen.- Mitt. d. flor.-soz. Arbeitsgem, NF **22**: 139-144, 1 Abb. als Beil.; Göttingen.
- GRUPE, O. (1916): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1 : 25000, Lfg. 182, Blatt Kirchohsen. - Berlin.
- GRUPE, O. (1925): Führer zu Geologischen Exkursionen. Teil A 1. Östlicher Teil des nordwestfälischen Berglandes. Weserdiluvium (Terrassen und Endmoränen) bei Hameln. - Schr. d. Ges. zur Förderung der Westf. Wilhelms-Universität zu Münster, 7a: 1 - 5; Münster.
- KALTWANG, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südöstlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. - Mitt. aus dem geol. Inst. d. Univ. Hannover, **33**; Hannover.
- LANG, H. D. (1990): Der Sandlöß in der Umgebung von Bergen, Krs. Celle - Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung. - Eiszeitalter und Gegenwart, **40**: 97 - 106; Hannover.
- LESEMANN, B. (1968): Pollenanalytische Untersuchungen eines Flachmooses im Umlaufstal d. Weser bei Bodenfelde.- Ber. d. Naturhist. Ges. **112**: 91-96; Hannover.
- LIPPS, S. (1988): Fluviale Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 78 - 86; Stuttgart.
- LIPPS, S. & CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 111 - 119; Stuttgart.
- LÜTTIG, G. (1952): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. - Diss. Göttingen.
- LÜTTIG, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. - Geol. Jb., **70**: 43 - 125; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1958): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb., **75**: 419 - 430; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld - Hameln - Elze. - Geol. Jb., **77**: 337 - 390; Hannover.
- MENSCHING, H.(1950): Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. - Göttinger Geogr. Abh., **4**; Göttingen.
- MOSLER, M.-A. (1981): Geomorphologische Untersuchungen im Lippischen Keuperbergland. - Hamburger Geogr. Stud., **37**; Hamburg.
- NATERMANN, E. (1937): Zur Ortsgeschichte von Hameln. - Schriftenreihe Niedersächsischer Heimatbund, **15**; Oldenburg.
- NAUMANN, E. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1 : 25000, Lfg. 233, Blatt Rinteln; Berlin.
- NAUMANN, E. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1 : 25.000, Lfg. 251, Blatt Hessisch-Oldendorf; Berlin.
- NAUMANN, E. & BURRE, O. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1 : 25.000, Lfg. 251, Blatt Hameln; Berlin.
- ROHDE, P. (1986): Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine. - Deutsche Quartärvereinigung, 23. Wiss. Tagung in Celle, Führer zu Exkursion B; Hannover (DEUQUA).
- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. - Inaug.-Diss., Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. - Düsseldorfer Geogr. Schr., **29**; Düsseldorf
- SCHELLMANN, G. (1991): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar- und angrenzenden Donautal. - Freiburger Geogr. Hefte, **33**: 91 - 105; Freiburg.
- SCHELLMANN, G. (1993): La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallées dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne. - Revue Géographique de l'Est, **1993** (4): 235 - 259; Nancy.

- SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. - Düsseldorfer Geogr. Schr., **34**; Düsseldorf.
- SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1990): Die Randsenke der Niederterrasse 2 im Raum Düsseldorf.- In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas.- dequa-Führer **1**: 235-240; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1980), mit Beiträgen von BECKER, B., ERTL, U., HABBE, K.A., HAUSER, G., KAMPMANN, T. und SCHNITZLER, J.: Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse.- Düsseldorf (Abt. Geologie der Universität).
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - Geol. Jb., A **71**: 11 - 43; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1991): Bodensequenz der Auenterrassen des Maintals.- Bayreuther bodenkdl. Ber., **17**: 153-186; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (1992): Die Fluviale Serie - ein Faziesmodell für das fluviale Milieu. - Nachr. deutsch. geol. Ges., **48**: 41f.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1993): Breaks within the Late Quaternary river development of Middle Europe. - Aardkundige Mededelingen, **6**; Leuven.
- SCHIRMER, W. & SCHIRMER, U. (1994): Auen- und Besiedlungsgeschichte im Norden von Düsseldorf. - Rheinische Ausgrabungen, **38**; Köln.
- SCHMIDT, B. (1977): Der Aufbau von Jahrringchronologien im Holozän mit Eichen aus dem Rhein-, Weser-, Werragebiet. - Erdw. Forsch., **13**: 91 - 98; Wiesbaden.
- SCHNEEKLOTH, H. (1967): Vergleichende pollenanalytische und ¹⁴C-Datierungen an einigen Mooren im Solling.- Geol. Jb., **84**: 717-734; Hannover.
- SIEGERT, L. (1912): Über die Entwicklung des Wesertales. - Z. dt. Geol. Ges., **64**: 233 - 264; Berlin.
- SIEGERT, L. (1921): Beiträge zur Kenntnis des Pliozäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. - Abh. d. Preußischen Geol. L.-Anstalt, N.F. **90**; Berlin.
- SOERGEL, W. (1939): Das diluviale System: I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. - Fortschr. d. Geol. u. Paläont., **12** (39): 155 - 292; Berlin.
- STECKHAN, H. U. (1961): Pollenanalytisch-vegetationskundliche Untersuchungen zur frühen Siedlungsgeschichte im Vogelsberg, Knüll und Solling.- Flora, **150**: 514 - 551; Jena.
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. - Mitt. Geol. Inst. TH Hannover, **5**; Hannover.

Anschriften :

Dr. Gerhard SCHELLMANN, Universität/GH Essen, FB 9-Physiogeographie, Universitätsstr. 2, Postfach 10 37 64, D- 45117 Essen

Dr. Ursula SCHIRMER, Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf, Abt. Geologie, Universitätsstr. 1, D-40225 Düsseldorf

Die Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser - ein Vergleich

GERHARD SCHELLMANN & WOLFGANG SCHIRMER

- | | |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Einleitung 2. Allgemeiner Talaufbau 3. Die würmzeitlichen und holozänen Terrassen im einzelnen 3.1. Die würmzeitlichen Terrassen 3.2. Die holozänen Terrassen | <ol style="list-style-type: none"> 4. Vergleich von Main und unterer Oberweser 5. Vergleich der beiden Flüsse mit den Alpenvorlandsflüssen Donau und Isar 6. Schlußfolgerung 7. Literatur |
|--|---|

1. Einleitung

Nachdem Anfang der achtziger Jahre die Untersuchungen im Main-Regnitz-Gebiet soweit fortgeschritten waren, daß eine wesentlich reichhaltigere Terrassengliederung seit dem Hochwürm nachgewiesen werden konnte (SCHIRMER 1983), als sie bisher von den mitteleuropäischen Flüssen bekannt war, entstand die Frage, inwieweit dieses differenziertere Bild vom morphologisch-geologischen Aufbau der jungquartären Talböden auch an anderen Flüssen Mitteleuropas existierte. Daraus entstand das Projekt SCHIRMERS, vom methodischen Ansatz her ähnliche Neuaufnahmen in verschiedenen Tälern des deutschen Alpenvorlandes, Mittelgebirgsraumes und des norddeutschen Tieflandes durchzuführen. Während diese Arbeiten im oberen Mittelwesertal noch nicht abgeschlossen sind, sind die Neubearbeitungen folgender Täler veröffentlicht (Abb. 1): Main (SCHIRMER 1978, 1980, 1983, 1988a, 1990a, 1991), Oberrhein (SCHIRMER & STRIEDTER 1985; STRIEDTER 1988), Mittel- und Niederrhein (SCHIRMER 1990b), untere Oberweser (SCHELLMANN 1993 und in diesem Band), Donau und untere Isar (SCHELLMANN 1988, 1990), mittlere Isar (FELDMANN 1990; FELDMANN et al. 1991). Im Jahre 1990 war das Projekt soweit gediehen, daß ersichtlich wurde, daß den Flüssen des Alpenvorlandes, des Mittelgebirges und des Tieflandes weitgehend eine gemeinsame Steuerung ihres Grundaufbaues eigen ist. Das führte zu einer einheitlichen Benennung der Terrassen dieser Gebiete durch SCHIRMER (1991: 153) und zu verglichen-

den Betrachtungen (SCHELLMANN 1993, SCHIRMER 1993a, 1993b, 1994). Letztere ließen erkennen, daß innerhalb der bearbeiteten Flußgebiete des Rheins, der Donau, der Isar und der Weser Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede im Talgrundaufbau existieren, wobei die Weser die weitaus größten Gemeinsamkeiten zum Main aufweist. Die gemeinsamen Züge von Weser und Main, aber auch die trennenden, sollen hier kurz diskutiert werden. Die ausführliche Schilderung beider Talgründe sind für den Main bei SCHIRMER (1978, 1980, 1983, 1988a, 1990a, 1991), für die untere Oberweser bei SCHELLMANN (1993 und dieser Band) dargestellt.

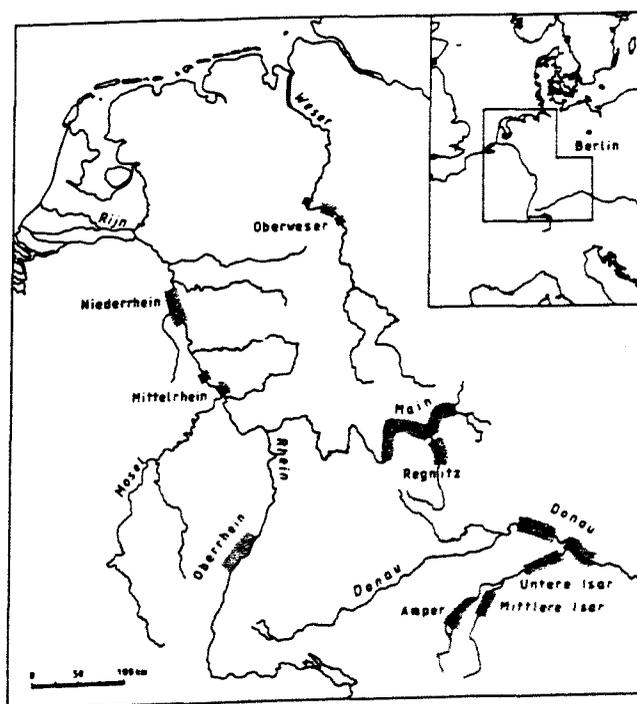


Abb. 1: Topographische Übersicht

Das Einzugsgebiet des Mains und der Weser liegt im Mittelgebirge, deren Hochlagen in den Kaltzeiten nicht vergletschert waren. Beide haben Zugriff zum Grundgebirge und durchfließen vor allem triassisches Deckgebirge. Dabei kommt der Weser wesentlich mehr Buntsandsteinanteil zu als dem Main. Das drückt sich in der Rotfärbung ihrer Flußsedimente aus. Die hydrologischen Daten von Weser und Main sind einander sehr ähnlich (HARR et al. 1979). Beide Flüsse unterliegen dem für die deutschen Mittelgebirgsflüsse typischen pluvio-nivalen Abflußregime, das sowohl vom Niederschlag, als auch von der Schneeschmelze geprägt ist.

2. Allgemeiner Talaufbau

Beide Flüsse besitzen im generellen Aufbau ihres Talgrundes viele Gemeinsamkeiten. Die tiefste Erosionsbasis im Tal wurde lange vor dem Jungpleistozän erreicht. Am Main - und zwar entlang des gesamten Mainverlaufs (SCHIRMER 1988b: 5) - geschah das im späten Unterpleistozän (KOCI in BOENIGK 1978: 109), an der Weser spätestens mit dem Elster-Maximalstand (SCHELLMANN in diesem Band). Danach erfolgte eine Aufschüttung, am Main die sogenannte "Talaufschüttung" (sensu KÖRBER 1962), an der Weser die Aufschüttung des Mittelterrassen-Komplexes. In sie tiefen sich die Flüsse des jüngeren Mittelpleistozäns und des Jungpleistozäns wieder ein, zuletzt vor dem Würm-Hochglazial. Die würmzeitliche Erosionsphase erreichte aber nicht immer das Sohlgestein im Talgrund. Dort sind hier und da Reste älterer Flußablagerungen in ihrem Liegenden erhalten. Die Anzahl der mit Beginn des Hochwürms folgenden Akkumulationen sind an Main und Weser gleich. Ins Hoch- und Spätwürm fallen dabei drei Terrassen und ins Holozän sieben. Ob der eingeschachtelte Bau der neun nach dem Würmmaximum gebildeten Terrassen am Main, beginnend mit der Schönbrunner Terrasse, gleichartig auch an der Weser verwirklicht ist, ist unbekannt. Dort ist bisher lediglich die Tiefe der Terrassenbasis der NT 3 und der H 3-Terrasse bekannt. Sie besitzen nach Aufschlußbeobachtungen eine vergleichbare Tiefe im heutigen Talmittelwasserniveau.

Die Flächenverhältnisse der einzelnen Terrassen sind an beiden Flüssen natürlich in Abhängigkeit von der Breite des Talgrundes unterschiedlich. Während in den Talengen naturgemäß die würmzeitlichen Niederterrassen stark ausgeräumt sind, sind sie in den Talweitungen im allgemeinen mit breiten Flächen erhalten. Dabei nehmen sie teilweise dort mehr

als die Hälfte der Talbreite ein, teils treten sie aber auch gegen die holozänen Terrassen stark zurück.

3. Die würmzeitlichen und holozänen Terrassen im einzelnen

3.1. Die würmzeitlichen Terrassen

Die Reundorfer Terrasse des Mains und die NT 1 der Oberweser nahmen einst eine größere Breite als alle anderen nachfolgenden Terrassen im Talboden ein, wie sich aus den überlieferten Terrassenresten an beiden Seiten der Talränder entnehmen läßt. Beide wurden überwiegend vertikal aufgeschottert (V-Schottertyp). Ihr Alter läßt sich am Main anhand zweier ¹⁴C-Datierungen an Torf- und Knochenmaterial zwischen 20.000 und 25.000 a BP festlegen.

Die Schönbrunner Terrasse des Mains beginnt im basalen Bereich mit deutlichem V-Schotterbau und geht nach oben in L-Schotter (großbogiger Lateral-Schottertyp) über. Das ließ sich am Main am locus typicus "Schönbrunn" im Aufschluß erkennen. Der Umbruch vom Breitbettfluß zum Mäanderfluß fand also am Main während der Aufschüttung der Schönbrunner Terrasse statt. An der unteren Oberweser zeigt die Oberfläche der NT 2 deutliche Mäanderformung. Dort wurden zumindestens größere Areale der NT 2 durch einen Mäanderfluß abgelagert. Dies gilt auch für die Mittelweser, wie aus den Arbeiten von LIPPS & CASPERS (1990) ersichtlich wird. Auffallend ist der kräftige Auelehm dieser Terrasse, der außerhalb der Aurinnen häufig 2 m Mächtigkeit erreicht. Er führt an der unteren Oberweser lokal Driftblöcke, und vereinzelt treten Steinsohlen auf.

Der Auelehm schließt mit einem schwarzen Pseudotschernosem, dem "Trieber Boden" des Obermains, ab. Der Boden ist sowohl auf der Schönbrunner Terrasse des Mains als auch auf der NT 2 der unteren Oberweser nachträglich kryoturbar verwürgt. Er ist daher in jedem Falle spätglazial, jüngstens und schwerpunktmäßig allerödzeitlich. Damit endete die Flußbettzeit der Schönbrunner Terrasse am Main und der NT 2 an der unteren Oberweser noch vor dem Alleröd.

Die Ebinger Terrasse des Mains und die NT 3 der Oberweser sind nur wenig von der Schönbrunner Terrasse bzw. der NT 2 abgesetzt. Am Main bilden beide annähernd eine Reihenterrasse, an der Oberweser liegt die Oberfläche der NT 3 bis zu einem Meter tiefer. Ihr Schotterkörper weist an beiden Flüssen einen reinen L-Schottertyp auf. An der Basis

primärer Aurinnensedimente auf der NT3 der Oberweser ist frühes Alleröd erhalten (SCHELLMANN & U. SCHIRMER in diesem Band). An der Schotterbasis der Ebinger Terrasse am Main sind Gelisoluplatten des umgelagerten Allerödbodens erschlossen. Zudem beinhalten die überlagernden Nahtrinnen- und Aurinnensedimente noch Jüngere Dryas. Die Ebinger Terrasse und die NT 3 waren also bereits im frühen Alleröd in Ausbildung begriffen, wie auch der Entwicklung der Schönbrunner Terrasse bzw. der NT 2 zu entnehmen ist. Andererseits reichte deren Entwicklung noch bis in die Jüngere Dryas hinein.

3.2. Die holozänen Terrassen

Der Übergang von der jüngsten Würmterrasse zur ältesten holozänen Terrasse fand am Obermain im Zeitraum zwischen der Jüngeren Dryas und dem frühen Präboreal, an der unteren Oberweser zwischen der Jüngeren Dryas und dem frühen Boreal statt. Seit dieser Zeit kam es an beiden Flüssen zur Ausbildung von mindestens sieben holozänen Terrassen. Während sich am Obermain das Niveau der holozänen Terrassen an das der Ebinger Terrasse anschließt, ist es an der unteren Oberweser von dem der Niederterrassen einschließlich der NT 3 in der Regel deutlich abgesetzt. Dabei heben sich vom Hamelner Raum weserabwärts die Niederterrassen zunehmend stärker über die holozäne Aue heraus. Das Untersuchungsgebiet am Obermain liegt nämlich im Vergleich zu dem der unteren Oberweser dem Quellgebiet wesentlich näher.

Die älteste holozäne Terrasse des Mains, die Lichtenfelder Terrasse, und die H 1-Terrasse der unteren Oberweser sind nur in kleineren Terrassenresten erhalten. An der unteren Oberweser ist sie pedostratigraphisch bisher nicht von der H 2-Terrasse unterscheidbar. Am Obermain wird sie durch einen Pseudotschernosem abgeschlossen, der nachfolgend durch eine Parabraunerde überprägt wurde. Während das genaue Alter dieser ersten holozänen Terrasse an der unteren Oberweser unbekannt ist, existieren am Main aus dem Schotterkörper und dem Auelehm präboreale Alter.

Die nächstjüngere Terrassenbildung, die Ebensfelder Terrasse des Mains bzw. die H 2-Terrasse der unteren Oberweser, ist an beiden Flüssen weitflächiger verbreitet. Die maximale Bodenentwicklung reicht auf beiden Terrassen bis zu deutlich rötlich gefärbter Auenparabraunerde. Die aus dem Terrassenkörper der H 2-Terrasse an der unteren Ober-

weser ausgebagerten Eichen besitzen ^{14}C -Absterbealter zwischen ca. 8.200 bis 5.300 a BP mit einer Konzentration der Alter um 7.000 und 5.500 a BP. Dabei kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß einzelne Eichen aus älteren Sockelschottern im Liegenden des H 2-Terrassenkörpers stammen. Am Main belegen Eichenrannen eine Aufschotterung der Ebensfelder Terrasse zwischen 7.000 und 5.400 a BP. Auch hier zeigt sich ein kleiner Schwerpunkt um 7.000 und ein weiterer um 6.200 bis 5.700 a BP, sofern man alle Rannenfunde betrachtet.

Ins Subboreal fällt die Entstehung der Oberbrunner Terrasse am Main und der H 3-Terrasse an der unteren Oberweser. An beiden Flüssen besitzt diese Terrasse eine vergleichbare maximale Bodenentwicklung in Form einer kräftigen Auenbraunerde, die bei ausreichend feinkörnigen Substraten schwach lessiviert ist. Die Ausbildung dieser Terrasse begann an der unteren Oberweser nach ^{14}C -Altern jüngstens um 4.700 a BP und endete vor 2.400 a BP. Am Main umfaßt das Bildungsalter einen Zeitraum von 4.500 bis 3.200 a BP. Hier zeigt das Rannenmaterial verschiedene Höhepunkte.

Im nachfolgenden Zeitraum des Subatlantikums kam es an beiden Flüssen zur Ausbildung von vier weiteren Terrassen:

Main	untere Oberweser
Zettlitzer Terrasse	H 4-Terrasse
Unterbrunner Terrasse	H 5-Terrasse
Staffelbacher Terrasse	H 6-Terrasse
Vierether Terrasse	H 7-Terrasse

Sie nehmen in den Talweitungen in der Regel die Hälfte oder mehr am Anteil der holozänen Terrassenflächen ein.

Pedostratigraphisch sind die beiden älteren subatlantischen Terrassen deutlich von der subborealen durch ihre schwächere und geringmächtigere Verbraunung unterscheidbar. Dagegen besitzt die nächstjüngere Terrasse generell eine noch schwächere Verbraunung und geringere Entkalkungstiefe. Untereinander unterscheiden sich beide Terrassen bodenkundlich nur geringfügig, so daß eine sichere pedostratigraphische Zuordnung oft nicht möglich ist. Am Main datiert die Zettlitzer Terrasse in den

Zeitraum von 200 v.Chr. bis 250 n.Chr. An der unteren Oberweser liegen folgende ^{14}C -Alter dreier Hölzer aus der H 4-Terrasse vor: 2.230, 2.040, 1.150 a BP. Unklar ist, ob alle Holzalter aus dem H 4-Terrassenkörper oder jüngeren Auensedimenten stammen. Die Unterbrunner Terrasse des Mains datiert nach Eichenrannen von 550 bis 850 n.Chr. Die Bildung der H 5-Terrasse an der unteren Oberweser endete vor ca. 680 a BP (ca. 1280 n.Chr.). An beiden Flüssen treten in dieser Terrasse erste spärliche Ziegelfunde auf.

Die letzte deutlich ausgeprägte Auenterrasse entlang beider Flüsse ist die Staffelbacher Terrasse des Mains bzw. die H 6-Terrasse der unteren Oberweser. An beiden Flüssen folgt diese Terrasse bereits weitgehend dem letzten, nicht regulierten Flußlauf. Am Main liegt auf ihr eine Bodencatena von schwacher, aber tiefreichender Auenbraunerde bis zu verbrauchter Auenpararendzina. An der unteren Oberweser reicht dagegen die maximale Bodenentwicklung nur bis zu ca. 0,4 m tief entkalkter Auenpararendzina. Das Alter der Staffelbacher Terrasse des Mains ist nach einer Keramikchronologie in das 15. bis 17. Jh. datiert. An der unteren Oberweser reichen Flurnamen auf der H 6-Terrasse mindestens bis in die Mitte des 18. Jh. zurück.

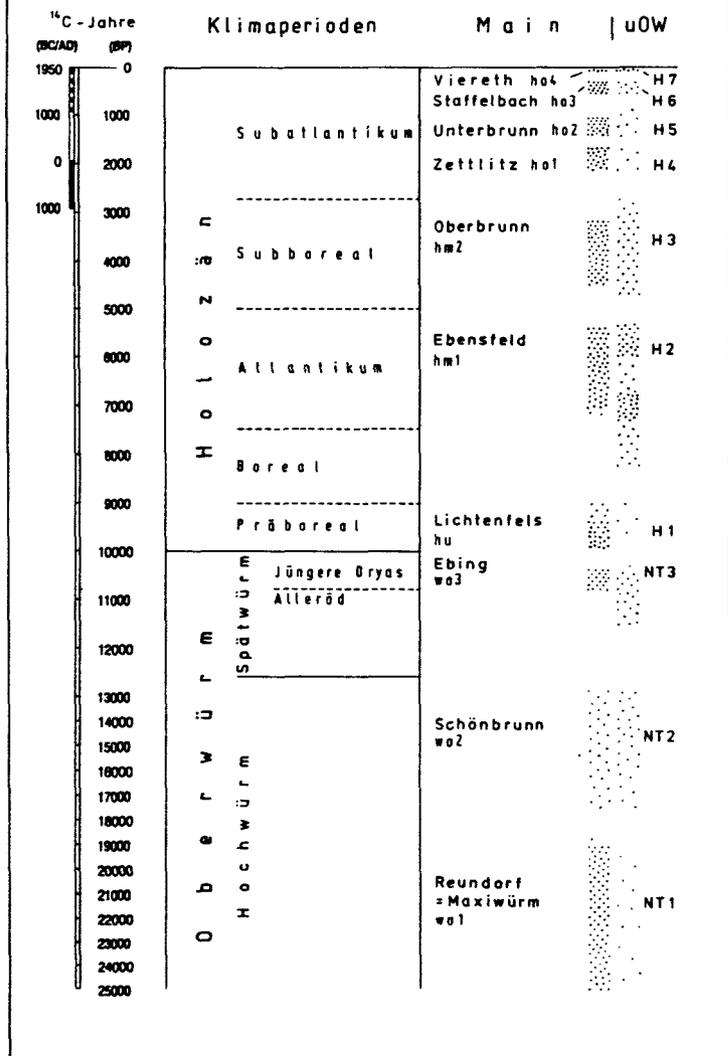
Das rezente Hochflutbett ist an beiden Flüssen als schmaler Saum deutlich von der älteren Aue abgesetzt. Es besitzt eine eigene "Fluvia-tile Serie" und kann daher als Terrasse bezeichnet werden. Es sind dies die Vierther Terrasse des Mains und die H 7-Terrasse der unteren Oberweser. Bei diesen Terrassen handelt es sich um das Initialstadium einer Auenterrassenbildung, auf denen lediglich schwach entwickelte Auenpararendzinen vorliegen. Am Main sind sie generell stärker entkalkt, an der unteren Oberweser sind sie kalkhaltig. Charakteristisch ist an beiden Flüssen der Humusreichtum ihrer Auensedimente. Ihre Ausbildung begann an beiden Flüssen im ausgehenden 18. Jh. und endete mit der Flußkorrektur seit Mitte des 19. Jh.

4. Vergleich von Main und unterer Oberweser

In beiden Tälern bestehen Unterschiede sowohl zwischen den einzelnen Terrassenhöhen über rezentem Flußspiegel als auch in den Höhenabständen untereinander. Da diese sich auch entlang der Flußläufe selbst verändern, sind sie Ausdruck der Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb des Tallängsprofils.

Ebenso bestehen graduelle Unterschiede bei der pedogenen Überprägung einzelner Terrassen. Das Fehlen eines Pseudotschernosems auf der ältesten Holozänterrasse im unteren Oberwesergebiet kann durchaus an der mangelnden Erhaltung dieser Terrasse liegen. So ist ein begrabener altholozäner Pseudotschernosem auf der NT 3 im Raum Hameln bekannt (SCHELLMANN in diesem Band). Die stärkere

Tab. 1: Sedimentationsphasen der Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser (uOW = untere Oberweser)



Verbraunung von externen Teilen der Staffelbacher Terrasse am Main - im Gegensatz zur unteren Oberweser - ist auf unterschiedliche Kalkgehalte zurückzuführen. Dabei wechseln Kalkgehalte und Verbraunungstiefe selbst am Main in Abhängigkeit von kalkzuführenden Seitenbächen aus dem Jura der Frankenalb.

Die beschriebenen Altersunterschiede der jeweiligen Terrassen sind schwierig interpretierbar, da die Datengrundlage sehr unterschiedlich ist. Selbst bei dem Vorhandensein von einigen Dutzend Hölzern aus der Flußbettfazies kann man weder auf eine exakte Synchronität noch auf eine gravierende Abweichung des Alters zweier Schotterkörper schließen. Insofern sind die Länge der in Tab. 1 angegebenen Punktfelder Ausdruck der derzeitigen Fund- und Befundlage zum Terrassenalter.

5. Vergleich der beiden Flüsse mit den Alpenvorlandsflüssen Donau und Isar

Im Vergleich zu den Alpenvorlandsflüssen Donau und Isar zeigen sich gravierendere Unterschiede als im Vergleich beider Mittelgebirgsflüsse. Eine wesentliche Abweichung präsentiert der Baustil der Flußterrassen. Während in größeren Abschnitten des Alpenvorlands die Tendenz zur Tiefenerosion seit Beginn des Spätglazials bis ins frühe Subatlantikum besteht, herrscht in dieser Zeit im Mittelgebirgsraum eher die Tendenz zur Aufhöhung oder auch zu gleichbleibender Flußbettsohle. Besonders die ausgeprägte Tieferlegung des Flußbettes an der Wende Spätglazial/Holozän, wie sie von großen Talabschnitten an der Donau beschrieben wird (SCHELLMANN 1988; BECKER et al. in diesem Band), fehlt den beiden Mittelgebirgsflüssen Main und untere Oberweser. Hinzu kommt, daß in den Kaltphasen des ausgehenden Würms im Alpenvorland eine stärkere Tendenz zum verwilderten Breitbettfluß bestand. An den beschriebenen Mittelgebirgsflüssen zeigt sich dagegen bereits während der Ausbildung der Schönbrunner Terrasse bzw. der NT 2 der Wechsel vom Breitbett zum Mäanderfluß. Aus den oben genannten Unterschieden ergibt sich eine weitere Differenz zwischen Mittelgebirge und Alpenvorland, die mächtigere kaltzeitliche Auelehmbedeckung der Würmterrassen an den beiden Mittelgebirgsflüssen.

6. Schlußfolgerung

Die Unterschiede an Main und Weser sind im we-

sentlichen Ausdruck lokaler Einflüsse, wohingegen die zu den Alpenvorlandsflüssen Isar und Donau eher regional bedingt sind. Letztere werden vom alpinen Abflußregime gesteuert, dessen Abflußmenge in der ausgehenden Würmkaltzeit zusätzlich durch die Anbindung an die zurückschmelzenden Vorlandgletscher erhöht war. Diese sowohl im Würm als auch im Holozän jahreszeitlich kurzfristig stark erhöhten Abflußmengen bedingen sowohl eine erhöhte Flußfracht, als auch eine größere Erosionskraft bei nachlassender Geröllführung. Das ist die Ursache für die Tendenz zur Verwilderung und Verbreiterung des Flußbettes in den Kaltphasen und ebenso die Ursache für die Tendenz zur Tiefenerosion in den frachtarmeren Phasen. Erst die großflächigen Rodungen führten seit dem frühen Subatlantikum durch vermehrte Schuttbelastung zur Tendenz der Flußbettsohlen-Aufhöhung, eine Tendenz, die bisher am Main am deutlichsten nachgewiesen werden konnte.

Betrachtet man diese auffälligen Gegensätze zwischen dem Aufbau des Talgrundes an den Alpenvorlandsflüssen (Donau, Isar) und den beiden Mittelgebirgsflüssen (Main, untere Oberweser), so treten die lokalen Eigenheiten von Main und unterer Oberweser gegen die großen Ähnlichkeiten stark in den Hintergrund.

7. Literatur

- BECKER, B., KROMER, B. & SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Die spät- und frühpostglaziale Entwicklung der Auenwälder im Donautal und am Unterlauf der Isar. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**; Düsseldorf.
- BOENIGK, W. (1978), mit einem Beitrag von A. KOCI: Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen.- *Mainzer naturwiss. Archiv*, **16**: 91 - 126; Mainz.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene.- *Inaug.-Diss.* Düsseldorf: 355 S., 2 Beil.; Düsseldorf.
- FELDMANN, L., GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München.- *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, **1991** (3): 127 - 144; Stuttgart.
- HARR, U., KELLER, K., LIEBSCHER, H.-J., RICHTER, W. & SCHIRMER, H. (1979): Hydrologischer At-

- las der Bundesrepublik Deutschland. - Boppard.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals.- Würzburger geogr. Arb., **10**: 170 S., 3 Kart., 1 Prof.; Würzburg.
- LIPPS, S. & CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 111 - 119; Hannover.
- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg.- Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf: 332 S., 16 Beil.; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales.- Düsseldorfer Geogr. Schr., **29**: VII+131 S., Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1993): La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallées dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne.- *Revue Géographique de l'Est*, **4**: 235 - 259; Nancy [Text in deutscher Sprache].
- SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. & SCHIRMER, U. (in diesem Band): Zur Altersstellung der Niederterrassen im Raum Hameln (unteres Oberwesertal). - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1978): Aufbau und Genese der Talaue.- In: Das Mainprojekt. Hydrogeologische Studien zum Grundwasserhaushalt und zur Stoffbilanz im Main Einzugsgebiet.- Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, **7**: 145 - 154, Abb. 94 - 97; München.
- SCHIRMER, W. (1980): mit Beiträgen von BECKER, B., ERTL, U., HABBE, K. A., HAUSER, G., KAMPMANN, Th. und SCHNITZLER, J.: Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse.- 210 S.; Düsseldorf (Abt. Geologie der Universität).
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm.- *Geol. Jb.*, **A 71**: 11 - 43; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1988a), mit Beiträgen von SCHIRMER, U., SCHÖNFISCH, G. & WILLMES, H.: Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg.- DEUQUA, 24. Tagg., Exkursion H: 39 S.; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1988b): Ziegeleigrube Marktheidenfeld.- In: KURZ, R., SCHIRMER, W., STUKENBROCK, B. & SKOWRONEK, A.: Führer zur Exkursion D: Mittelmaintal.- DEUQUA, 24. Tagg., Exkursion D: 5 - 9; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1990a): Flußablagerungen und Schwermetalle am Obermain. - *Fränk. Heimat am Obermain*, **27**: 42 S.; Lichtenfels.
- SCHIRMER, W. (1990b): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - *deuqua-Führer*, **1**: 295 S.; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1991): Bodensequenz der Auenterassen des Maintals. - *Bayreuther bodenkdl. Ber.*, **17**: 153 - 186; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (1993a): Breaks within the Late Quaternary river development of Middle Europe. - *Aardkundige Medelingen*, **6**; Leuven.
- SCHIRMER, W. (1993b): Der menschliche Eingriff in den Talhaushalt. - *Kölner Jb. Vor- und Frühgeschichte*, **26**: 577 - 584; Berlin.
- SCHIRMER, W. (1994): Valley bottoms in the late Quaternary. - *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.* (im Druck).
- SCHIRMER, W. & STRIEDTER, K. (1985): Alter und Bau der Rheinebene nördlich von Staßburg.- In: Heuberger, H. (Hrsg.): Exkursionsführer II: Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg), Lothringische Vogesen: 3 - 14; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- STRIEDTER, K. (1988): Holozäne Talgeschichte im Unterelsaß.- Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf: 235 S., 4 Krt.; Düsseldorf.

Anschriften:

Dr. Gerhard SCHELLMANN, Universität/GH Essen, FB 9-Physiogeographie, Universitätsstr. 2, Postfach 103764, D-45117 Essen

Prof. Dr. Wolfgang SCHIRMER, Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf, Abt. Geologie, Universitätsstr. 1, D-40225 Düsseldorf

DÜSSELDORFER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN	34	S. 79 - 94	Düsseldorf 1994
--------------------------------------	----	------------	-----------------

Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar

GERHARD SCHELLMANN, BERND BECKER († 14.2.94)¹, LUDGER FELDMANN & BERND KROMER

- | | |
|--|--|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Einleitung 2. Relativstratigraphische Abgrenzung der Talgrundterrassen im unteren Isartal <ol style="list-style-type: none"> 2.1. Morphologische Differenzierung 2.2. Pedostratigraphische Abgrenzung 2.3. Sedimentologischer Bau und Lagerung der Terrassenkörper | <ol style="list-style-type: none"> 3. Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußbetsedimentation <ol style="list-style-type: none"> 3.1. Die Ausbildung der spätglazialen NT 3 3.2. Die altholozänen Umlagerungsperioden der H 1- und H 2-Terrasse 4. Schlußfolgerungen 5. Literatur |
|--|--|

1. Einleitung

Im Zuge der Verbesserung und Verbreiterung des geowissenschaftlichen Methodenspektrums konnte in den letzten dreißig Jahren ein zunehmend differenzierteres Bild von der fluvialen Dynamik mitteleuropäischer Flüsse seit dem letzkaltzeitlichen Hochglazial aufgezeigt werden. Trotz des verstärkten Einsatzes der ¹⁴C- und der dendrochronologischen Altersbestimmung bestehen in den meisten Tälern bis heute immer noch große Defizite in der geochronologischen Einstufung der erhaltenen Terrassensequenzen. Erstmals gelang es BECKER & SCHIRMER (1977) sowie SCHIRMER (1983) auf der Basis zahlreicher dendrochronologischer Datierungen subfossiler Eichen, im Obermaintal mehrere holozäne Aktivitätsphasen der Schotterumlagerung nachzuweisen und diese zeitlich genauer einzugrenzen. In den letzten Jahren konnten auch in weiteren Tälern des Alpenvorlandes und des Mittelgebirgsraumes verschiedene Umlagerungsperioden seit Ausgang des Hochglazials nachgewiesen werden. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand erfolgten diese Perioden, zumindest in den großen Flußtälern von Main, Donau, Isar, Weser und Rhein, weitgehend zeitgleich und führten überregional zur Ausbildung mehrerer Akkumulationsterrassen (SCHIRMER 1993; SCHELLMANN 1993).

Während die Bildung der mittel- und jungholozänen Terrassen häufig noch gut eingegrenzt werden kann, beruht die Datierung der altholozänen und spätglazialen Flußdynamik in den meisten Tälern auf wenigen Altershinweisen. Darüberhinaus ist die weitergehende Untergliederung dieser fluvialen Großzyklen in ein oder mehrere Phasen gesteigerter und abgeschwächter Schotterumlagerungen, wie sie innerhalb ein und derselben Terrasse anzunehmen sind, noch weitgehend unbekannt. Am Obermain berichten BECKER & SCHIRMER (1977: 311) von einer Zweiphasigkeit der subborealen Oberbrunner Terrasse mit Datenhäufungen subfossiler Hölzer im Zeitraum zwischen ca. 4.800 - 4.120 a BP und im Zeitraum von 3.750 - 3.400 a BP. Im Elsässer Oberrheingebiet berichtet STRIEDTER (1988) auf der Basis von über 200 Datierungen subfossiler Eichen drei kurzfristige Akzentuierungen der fluvialen Dynamik innerhalb der Aufschüttung der subborealen Terrasse um 2.400 - 2.300, 2.100 - 1.800 und um 1.200 - 900 v. Chr. (um ca. 3.800, 3.700 - 3.500, 3.000 - 2.800 a BP). An der Oberweser deuten die zahlreichen von SCHMIDT (1973; 1977) und FREUNDLICH (1977) aus dem H 2-Terrassenkörper geborgenen Hölzer eine Zweiphasigkeit der atlantischen H 2-Umlagerungsperiode um 7.000 und um 5.500 a BP an (SCHELLMANN 1993 und in diesem Band). An Main, Oberrhein und Donau verweist BECKER

¹ Prof. Dr. Bernd BECKER verstarb am 14. Februar 1994. Durch seine Forschungen konnte er in mehr als 20 Jahren den weltweit längsten Baumjährringkalender erstellen. Dabei wurden von ihm zahlreiche Eichen und Kiefern, die in den Kiesgruben mitteleuropäischer Täler bei der Kiesgewinnung ausgebaggert wurden, absolut datiert. Diese Datierungen bilden eine wesentliche Stütze für die heutigen Kenntnisse über die zeitlichen Größenordnungen holozäner Flußdynamik in Mitteleuropa. Infolge seines plötzlichen Todes konnte er die Fertigstellung des Manuskriptes nicht mehr erleben. Es diene zu seiner Erinnerung.

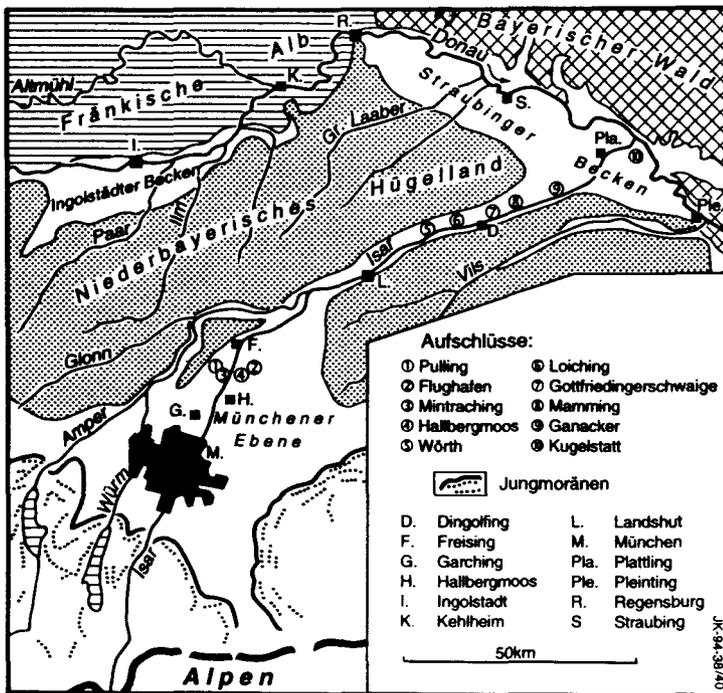


Abb. 1: Topographische Übersicht mit Lage der im Text genannten Kiesgruben

(1982: Abb. 18) auf mindestens drei überregional zeitgleich auftretende, kurzzeitige Verlagerungsphasen ab dem Subboreal.

Auch im Isartal ist es aufgrund der wenigen absoluten Altersbelege innerhalb der mittel- und jung-holozänen Umlagerungsperioden bisher nicht möglich, Aktivitätsphasen auszugliedern. Einzelne Datierungen von Hölzern aus der Flußbettfazies sowie wenige vor- und frühgeschichtliche Siedlungs- und Flußfunde ermöglichen lediglich eine generelle Einordnung der H 2-Terrasse (Tab. 1) ins Atlantikum, der H 3- ins Subboreal, der H 4- in die Eisen-/Römerzeit und der H 5-Terrasse ins 6. bis 14. Jh. Dagegen ist die jüngste, d.h. die spätmittelalterliche und neuzeitliche Flußgeschichte der Isar, die in den beiden H 6- und H 7-Terrassen dokumentiert ist, anhand historischer Quellen und Karten noch relativ gut rekonstruierbar (SCHELLMANN 1988; 1990; FELDMANN 1990). Zahlreiche neue ¹⁴C- und dendrochronologische Datierungen von subfossilen Hölzern ermöglichen inzwischen auch eine genauere Alterseinstufung der jüngsten letztkaltzeitlichen Terrasse, der NT 3, und vor allem der ältesten holozänen Isarterrasse, der H 1-Terrasse. Damit ist es erstmalig möglich, den Übergang vom Spätglazial zum Holozän im morphostratigraphischen Kontext einer Terrassenausbildung genauer zu erfassen. Die zahlreichen aus der H 1-Umlagerungsperiode vor-

liegenden Kieferndatierungen belegen darüberhinaus stark gesteigerte Flußbettverlagerungen (Aktivitätsphase) im Zeitraum vom ausgehenden Präboreal bis zum frühen Boreal (um 9.400 - 8.800 a BP).

2. Relativstratigraphische Abgrenzung der Talgrundterrassen im unteren Isartal

Die wesentliche Voraussetzung zur Erfassung der Flußgeschichte eines Tales ist eine detaillierte relativstratigraphische Abgrenzung der großen Sedimentationseinheiten, d.h. der Flußterrassen. Häufig beruhen Unterschiede in der Interpretation der jungquartären Flußdynamik auf unterschiedlichen Terrassengliederungen, wie zum Beispiel die gegensätzlichen Auffassungen von BUCH (1988) und SCHELLMANN (1988) im angren-

zenden Donautal (Diskussion in SCHELLMANN 1990: 5 ff. und in diesem Band). Die angewandten Methoden und die Untergliederung des jungquartären Talgrundes im einzelnen sind für das untere Isartal ausführlicher bei SCHELLMANN (1988, 1990) veröffentlicht und für das mittlere Isartal im Raum München - Freising bei FELDMANN (1990). Daher beschränken wir uns im folgenden auf die Grundzüge der morphologischen, pedostratigraphischen und sedimentologisch-geologischen Differenzierung der Talgrundterrassen im unteren Isartal zwischen Landshut und der Isarmündung (Abb. 1). Flußaufwärts im Raum Freising ist dieselbe jungquartäre Terrassenstratigraphie erhalten, aber mit teilweise verändertem morphologischen und pedostratigraphischen Habitus (FELDMANN 1990, 1991, 1994).

2.1. Morphologische Differenzierung

Nachdem BRUNNACKER (u.a. 1959a, 1959b) bereits Ende der fünfziger Jahre im Raum München - Freising drei würmzeitliche und fünf holozäne Terrassenstufen nachweisen konnte, wurden einzelne seiner Terrassenstufen isarabwärts von HOFMANN (1966; 1973) im Raum Landshut und von WEINIG (1972) bis in den Raum Landau weiterverfolgt (Tab. 1). Die Neubearbeitung der Isarterras-

Tab. 1: Terrassengliederungen im unteren Isartal (ausführlich in SCHELLMANN 1988, 1990)

	HOFMANN (1966; 1973) WEINIG (1972)		SCHELLMANN (1988, erg.)		
	Terrasse	Altersbelege aus der Flußbettfazies	Terrasse 1)	Altersbelege aus den Terrassenkörpern	Altersbelege von der Terrassenoberfläche ²⁾
Neuzeit	Auwald-Stufe	Keramik, Ziegel	H 7	Mitte 18. Jh. bis zur Isarkorrektion	
Spätmittelalter /Frühe Neuzeit	Dichtl-Stufe	1 Holz: 310 ± 50 BP	H 6	Ziegel	vor 1769
Früh-/Hochmittelalter	Lerchenfeld-Stufe	1 Holz: 1505 ± 50 BP	H 5	1 Holz: 500 n. Chr	13. Jh. 1558 1580
Eisen-/Römerzeit			H 4	Hölzer: 1775 ± 60 BP 350 v. Chr.,	Römerstraße
Subboreal	Pulling-Stufe		H 3	bronzezeitl. Flußfunde, 1 Holz: 3430 ± 115 BP	
Atlantikum			H 2	Hölzer: 4150 v. Chr. 4190 v. Chr. 5990 ± 105 BP 5995 ± 105 BP	
Boreal Präboreal	Altstadt-Stufe		H 1	39 Hölzer zw. 9.600 - 8.400 BP	
Spätglazial			NT 3	1 Holz: 10.079 ± 34 BP	
			NT 2	-----	
Hochglazial	Niederterrasse		NT 1		spätglaziale Flugsande
prä-Hochglazial	schwemmlößbedeckte Niederterrasse		ÜT		

1) H = Holozän, NT = Niederterrasse (Würm), ÜT = Übergangsterrasse

2) Historische Karten, Siedlungsgründungen etc.

(SCHELLMANN 1988) ergab eine weitere Untergliederung des Talgrundes in eine lößbedeckte Übergangsterrasse (ÜT), in drei lößfreie würmzeitliche Niederterrassen (NT 1 bis NT 3, Würm) und sieben holozäne Terrassen (H 1 bis H 7; H = Holozän), wobei deren räumliche Verbreitung und zeitliche Einstufung teilweise deutlich von den älteren Bearbeitungen abweicht.

Vereinfacht dargestellt ist die Talaue im unteren Isartal aus einer flußnahen Zone tieferer Auenterrassen (H 4- bis H 7-Terrassen) und eine im allgemeinen flußfernere Zone höherer Auenterrassen (NT 3 und H 1- bis H 3-Terrassen) aufgebaut (Abb. 2). Außerhalb des schmalen Kastentales zwischen Landshut und Landau wird sie häufig von den ebenfalls lößfreien Niederterrassenflächen der NT 1 und

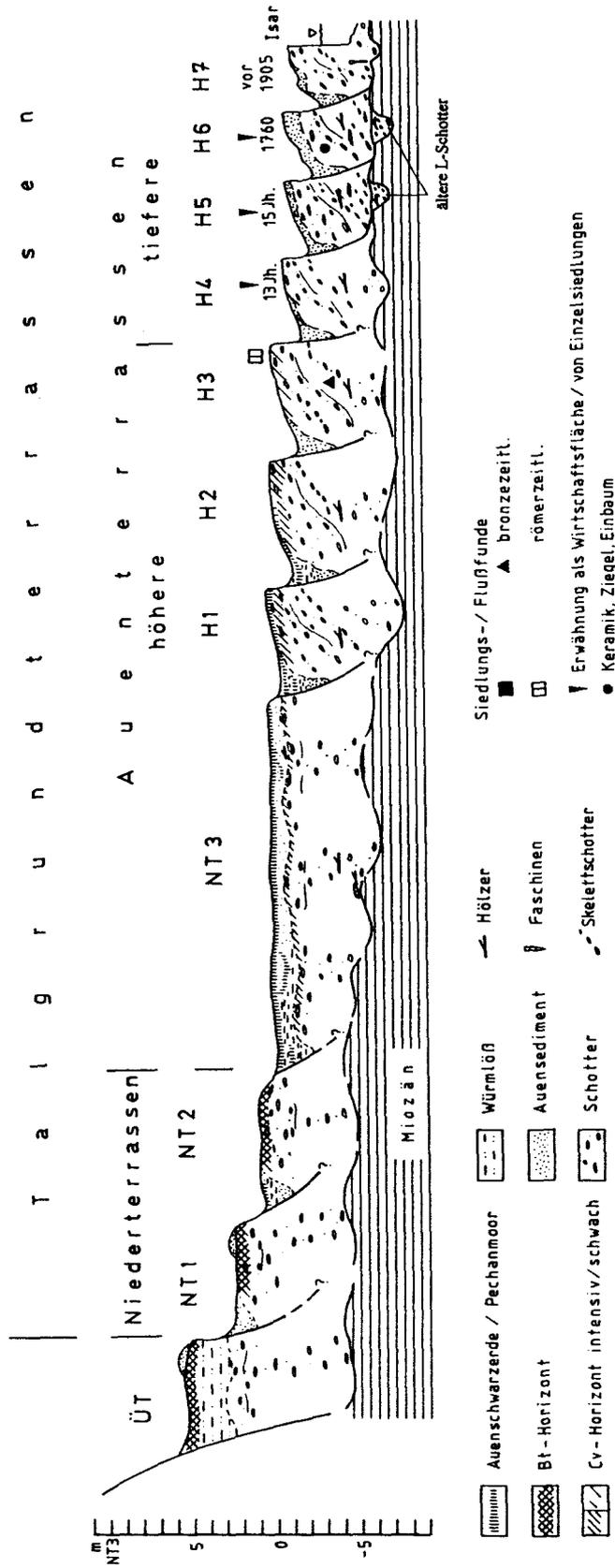


Abb. 2: Schematische Darstellung des Talgrundaufbaues im unteren Isartal. Die vertikale Erhebung der Terrassen ist maßstabgetreu, die horizontale Erstreckung und konkordante Abfolge der Terrassen ist stark schematisiert.

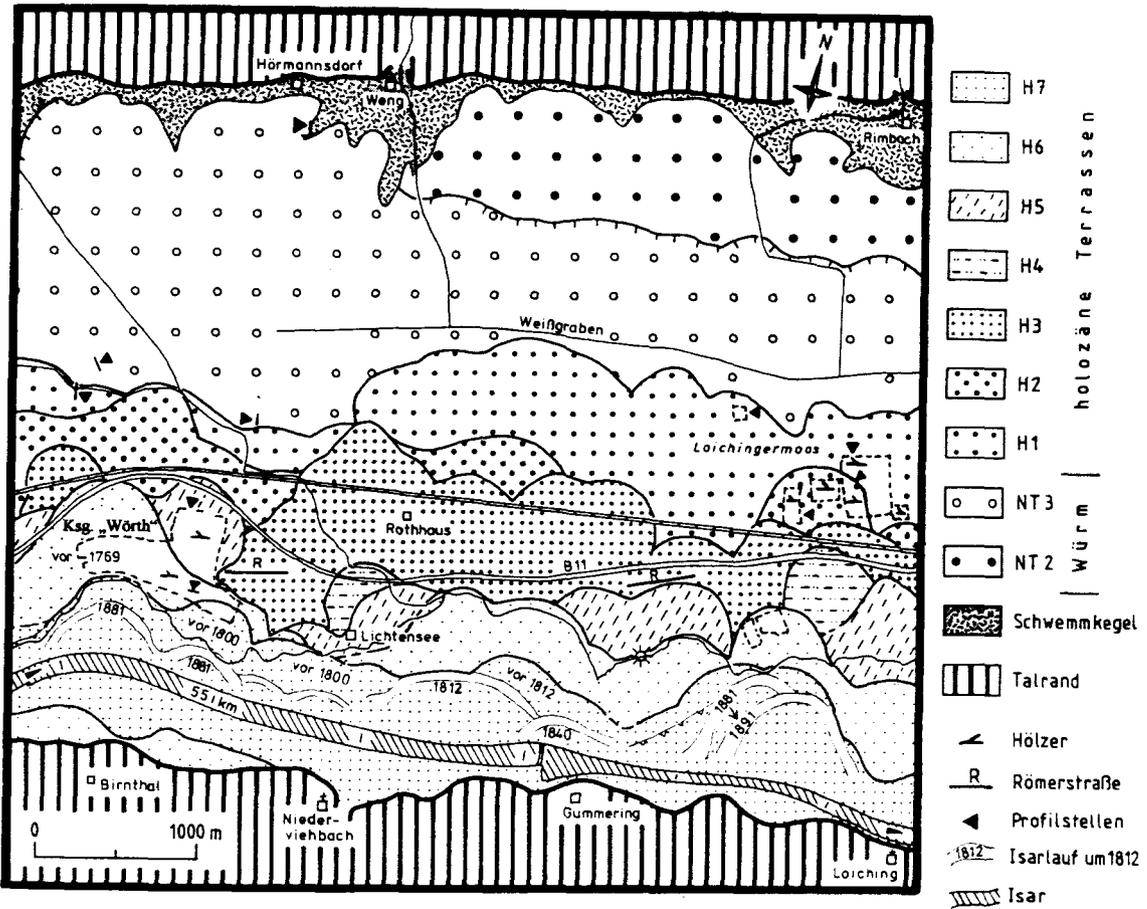


Abb. 3: Jungquartäre Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Niederviehbach und Loiching

NT 2 begleitet. Letztere besitzen gegenüber der noch im Auenniveau gelegenen NT 3 durchschnittlich eine 2,5 m (NT 1) bzw. 1 m (NT 2) höhere Talposition und sind dadurch hochwasserfrei. Als maximale terrestrische Bodenentwicklung sind auf ihnen in der Regel weitflächig holozäne Parabraunerden verbreitet.

Da die höheren Auenterrassen bereits vor den seit Mitte des 19. Jh. durchgeführten Maßnahmen zur Flußlaufkorrektur und zum Hochwasserschutz nur selten bei extremen Jahrhunderthochwässern überflutungsgefährdet waren, sind sie innerhalb des unteren Isartales traditionell ein bevorzugtes Siedlungsgebiet. Ihre Terrassenoberflächen besitzen meist eine durch Verfüllung und Vermoorungen der Auenrinnen ausgeglichene Reliefierung, wobei die NT 3 durch ihre weite, fast ebene Erstreckung von den mäandergestalteten und kleindimensionierten Auenflächen der holozänen Terrassen markant abgesetzt ist (Abb. 3). Diese lassen sich morphologisch weitergliedern anhand ihrer sich diskordant schneidenden primären Aurinnenscharen ("Reihenterrassenkartierung" nach SCHIRMER 1983), aber

auch durch die geringen Höhenunterschiede ihrer Oberflächen. Dabei können bei günstigen Erhaltungsbedingungen innerhalb einer auf diese Weise morphostratigraphisch differenzierten holozänen Aue bis zu sieben Einzelterrassen erhalten sein (Abb. 3).

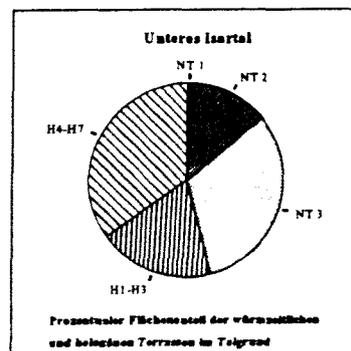


Abb. 4: Prozentualer Flächenanteil der würmzeitlichen und holozänen Terrassen im Talgrund des unteren Isartales (Kartierungen in SCHELLMANN 1988, 1990)

Wie in der Abb. 4 für das untere Isartal dargestellt, nehmen alle drei Niederterrassen zusammen fast die Hälfte der Talgrundfläche ein. Vor allem die jüngste spätglaziale Flußdynamik zur Zeit der NT 3-Bildung hat in dem relativ schmalen Isartal unterhalb von Landshut und oberhalb von Landau die älteren pleistozänen Terrassenbildungen fast vollständig ausgeräumt. Die holozäne Flußdynamik beschränkte sich dagegen auf eine deutlich schmalere Umlagerungszone, wobei als Folge einer Labilisierung der fluvialen Dynamik durch den Menschen die Flußlaufverlagerungen des Subatlantikums auch im unteren Isartal große Bereiche der Talaua erfaßten (SCHELLMANN 1993). Daher besitzen die vier jüngsten holozänen Terrassen (H 4- bis H 7-Terrasse), die alle erst in den letzten 2.500 Jahren gebildet wurden, einen auffallend großen Flächenanteil am Talgrund.

2.2. Pedostratigraphische Abgrenzung

Neben der morphologischen Differenzierung bilden unterschiedliche Bodenentwicklungen auf den Terrassenflächen ein pedostratigraphisches Abgren-

zungskriterium, da in den höhergelegenen zentralen Terrassenflächen generell der pedogene Entwicklungsgrad von den jüngeren zu den älteren Auenflächen hin zunimmt. Im unteren Isartal treten substratabhängig zwei pedostratigraphische Sequenzen auf. Auf den weitflächig von Hochflutsedimenten bedeckten jungholozänen Auenflächen (H 4- bis H 7-Terrasse) schreitet die Bodenentwicklung wesentlich schneller voran. Sie reicht von Auenrohböden bzw. schwach entwickelten Auenpararendzinen auf der H 7-Terrasse bis zu verbraunten Auenpararendzinen auf der eisen-/römerzeitlichen H 4-Terrasse (Tab. 2). Da auf den alt- bis mittelholozänen Terrassen (H 1- bis H 3-Terrasse) die Kalkschotter ihrer Flußbettsedimente meistens bis an die Oberfläche reichen bzw. lediglich von 10 - 20 cm mächtigen Auensedimenten überdeckt sind, tritt dort an Stelle eines verbraunten Unterbodens ein Schotteranwitterungshorizont (SCHELLMANN 1988, 1990). Der Humusabbau ist aufgrund des extrem basischen Bodenmilieus, der durch den hohen Anteil kalkalpiner Gerölle im Ausgangssubstrat verursacht wird, stark verringert. Zudem sind auf den H 1- und H 2-Terrassen als Reliktböden des älteren Holozäns

Tab. 2: Kohlenstoff-, Ton- und Kalkgehalte im Oberboden (Ap-Horizonte) von Auenböden im unteren Isartal (Profilbeschreibungen und Analysemethoden in SCHELLMANN 1988, 1990)

Terrasse	Bodenprofil	maximale Auenbodenentwicklung*	Tiefe (cm)	C (%)	Ton (%)	Kalk (%)
H 1	Gottfriedingerschwaige	Feuchtschwarzerden mit kräftigen Schotteranwitterungshorizonten	0 - 15	3,9	32	23
			15 - 35	3,3	31	27
H 2	Bhf. Loiching	humusreiche Auenrendzinen mit kräftigen Schotteranwitterungshorizonten	0 - 15	4,9	24	21
			15 - 25	2,7	31	32
H 3	Wörth	humusreiche Auenrendzinen mit schwachen Schotteranwitterungshorizonten	0 - 15	3	25	9
			15 - 25	1,4	15	13
H 4	Mamming	verbraunte Auenpararendzinen	0 - 15	1,7	7	56
			15 - 30	1,5	6	57
H 5	Wörth	graubraune Auenpararendzinen	0 - 15	1,2	10	57
			15 - 30	1,2	9	57
H 6		braungraue Auenpararendzinen				
H 7		graue Auenpararendzinen, Rohböden				

* Der Begriff „Auenrendzina“ wird hier benutzt für A-C-Böden auf Kalkschottern, um sie von den „Auenpararendzinen“ auf sandig-schluffigen Auensedimenten bodentypologisch abzusetzen.

Feuchtschwarzerden mit durch Trockenheit bedingter Humusanreicherung weit verbreitet (SCHELLMANN 1990: 30). Der hohe Verwitterungsgrad auf diesen alt- und mittelholozänen Terrassenoberflächen zeigt sich auch in den hohen Tongehalten ihrer Böden (Tab. 2). Bodentypologisch stellen sie stark humose Auenrendzinen dar, wobei im Unterboden auf der jüngeren H 3-Terrasse im Gegensatz zu den kräftigen Verwitterungshorizonten der älteren Auenterrassen nur schwach entwickelte Schotteranwitterungshorizonte auftreten.

Von den alt- und mittelholozänen Auenterrassen unterscheidet sich die spätglaziale NT 3 auch durch ihre weitflächige, im Mittel 0,3 - 0,6 m mächtige Auensedimentdecke. Zwischen Landshut und Landau nimmt sie in etwa die nördliche Talbodenhälfte ein. Vor der Isarkorrektion und den Drainagemaßnahmen im Bereich des Talbodens lag dort der Grundwasserspiegel als Folge des starken Zustromes aus dem nördlich anschließenden Niederbayerischen Tertiärhügelland ganzjährig nur wenige Dezimeter unter Flur. Daher sind auf der NT 3 Niedermoore, Anmoore und Auengleye weit verbreitet. Lediglich auf den talintern gelegenen Niederterrassenflächen der NT 3 und außerhalb des schmalen Kastentales gleichen die Böden denen auf der H 1-Terrasse. Beide Terrassen sind also pedostratigraphisch nicht unterscheidbar und wurden in der Vergangenheit häufig auch zusammengefaßt (s. SCHELLMANN 1990: 25). Erst deren unterschiedliches morpholo-

gisches Erscheinungsbild, mäandrig geformte H 1-Terrasse im Gegensatz zur fast ebenen Oberfläche der NT 3, ermöglicht eine Abgrenzung.

2.3. Sedimentologischer Bau und Lagerung der Terrassenkörper

Betrachtet man den sedimentologischen Auf- und Innenbau der jungquartären Talgrundterrassen, so zeigt sich eine Zweigliederung des Talbodens in die drei weitgehend vertikal aufgehöhten Niederterrassen und die mäandrig geformten Holozänterrassen. Im unteren Isartal fehlen auf der NT 3 und den beiden älteren Niederterrassen Paläomäander und primäre Auenrinnen, wobei ihre weite, fast ebene Erstreckung ebenfalls auf eine Ausbildung durch einen breitbettigen, stark verzweigten Isarlauf ("braided river") hinweist. Flußaufwärts im Raum München - Garching ist dagegen lediglich die NT 1 und NT 2 weitgehend vertikal aufgeschottert worden, die NT 3 jedoch nach Aufschlußbeobachtungen durch lateralen Mäanderausbau entstanden (FELDMANN 1990; FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band).

Die holozänen Terrassen zeigen bereits in ihrer Oberflächenmorphologie anhand der zahlreichen Paläomäander und primären Auenrinnen eindeutig den lateralen Anwuchs ihrer Terrassenflächen durch einen mäandrierenden Isarlauf. Nach historischen Karten des 19. Jh. war das flußmorphologische

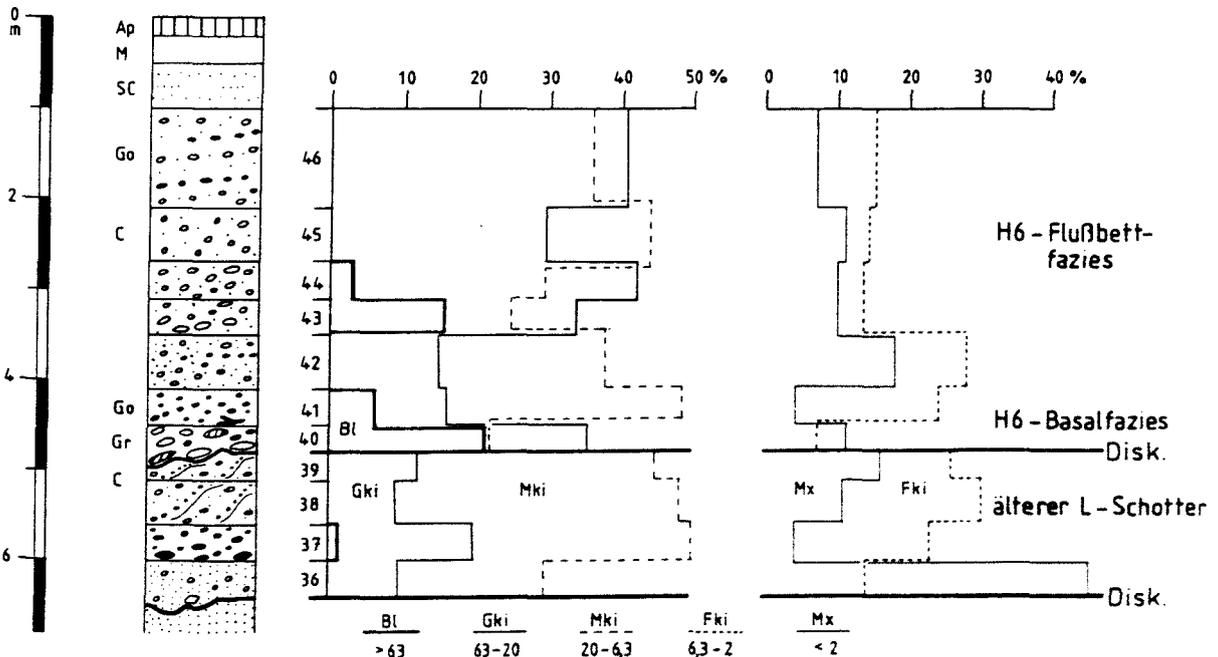


Abb. 5: Schotterkörperaufbau der H 6-Terrasse in der Kiesgrube "Wörth" mit unterlagerndem älterem Sockelschotter (Profilbeschreibung in SCHELLMANN 1988: Tab. 19)

Erscheinungsbild der unteren Isar im quasinatürlichen Zustand durch längere Laufstrecken mit zahlreichen Flußlaufverzweigungen in einen Haupt- und mehrere Nebenarme geprägt (MANGELSDORF & SCHEURMANN 1980: 120; SCHELLMANN 1988: Beilage 4, 5; FELDMANN 1990: 275). Die lateralen Umlagerungen vollzogen sich dabei weitgehend im Hauptstromstrich, so daß die Flußbettsedimente aller Holozänterrassen als Folge des Vorherrschens lateraler Sedimentumlagerungen senkrecht zur Fließrichtung eine großbogige Gleithangschichtung besitzen.

Die tieferen Auenterrassen (H 4- bis H 7-Terrasse) besitzen nach einzelnen Aufschlußbeobachtungen und Bohrungen einen durchschnittlich 5 - 7 m mächtigen Terrassenkörper. Dabei liegt die Terrassenbasis der drei jüngsten Holozänterrassen (H 5- bis H 7-Terrasse) entweder unmittelbar dem Präquartär auf, oder sie werden von in Rinnen erhaltenen Sockelschotter unterlagert, die wahrscheinlich Erosionsrelikte vor allem des NT 3-, H 1- und H 2-Terrassenkörpers sind (s.u.). Innerhalb der höheren Auenterrassen treten dagegen größere Mächtigkeiten der quartären Isarkiese von im Mittel 9 - 11 m Mächtigkeit auf.

Hervorragende Einblicke in den Auf- und Innenaufbau der holozänen Talaue gewährt die von der Fa. "ISARKIES" betriebene Kiesgrube "Wörth" (Abb. 1, Abb. 3). Dort werden die quartären Isarkiese und die unterlagernden limnisch-fluviatilen Süßwasserschichten der miozänen Süßwassermolasse im Trockenabbau durch Abpumpen des Grundwassers großflächig gewonnen. Dadurch wurde in den letzten Jahren mit der Verlagerung des Kiesabbaus das Talgrundquartär innerhalb der dort verbreiteten H 5- bis H 7-Terrassenflächen vom Top bis zur Basis in verschiedenen Anschnitten offengelegt. Durch regelmäßige Aufsammlungen konnten zahlreiche der eingesedimentierten Auenhölzer meistens als Lesefunde, seltener in situ, geborgen werden. 35 Baumstämme sind inzwischen ¹⁴C- bzw. dendrochronologisch datiert (Tab. 3).

Die in diesem Kiesgrubenareal 4,5 - 5,5 m mächtigen H 5-, H 6- und H 7-Terrassenkörper bauen sich aus folgenden drei Sedimenteinheiten auf, wie dies beispielhaft für das in der H 6-Terrasse gelegene Aufschlußprofil in Abb. 5 erfaßt ist:

1. Die Terrassenbasis bildet eine durchschnittlich 60 cm mächtige, häufig troggeschichtete und skelletschotterstreifige Blocklage. Ihre Untergrenze schwankt im Mittel im Meterbereich. Sie stellt die

ehemalige Sohlenpanzerung des Hauptstromstriches dar. Neben Lehm-, Torf- und Humusschollen sind häufiger Baumstämme und Wurzelstöcke eingelagert. Diese Basalfazies ist entweder mit bis zu 1 m tiefen Kolktrögen und Kolkgraben in das liegende Miozän eingetieft oder sie lagert einem bis 2 m mächtigen älteren Reliktschotter der Isar (älterer Sockelschotter) auf. Durch seine stärker fein- bis mittelkiesige Korngrößenzusammensetzung unterscheidet sich letzterer deutlich von dem gröberkiesigen und stärker blockführenden Flußbettsedimenten der subatlantischen Isarterrassen.

2. Die Basalfazies wird überlagert von ca. 4,5 m mächtigen Flußbettsedimenten, die im Anschnitt quer zur Fließrichtung eine großbogige Gleithangschichtung von vorherrschend blockführenden Grobkiesen und grobkiesigen Mittelkiesen besitzen. Dabei führen die Flußbettsedimente der H 6- und H 7-Terrasse, neben Bodenschollen und Hölzern, häufiger auch Ziegelbrocken, die das junge Ablagerungsalter dieser Isarkiese belegen. Die maximal frühneuzeitliche Entstehung älterer Mäanderbögen der H 7-Terrasse wird durch das Auftreten von in Lebendstellung eingesedimentierten Muschelschalen der "*Dreissena polymorpha*" angezeigt, was in der Kiesgrube vor wenigen Jahren aufgeschlossen war. Diese Muschelart wanderte erst wenige Jahrzehnte vor dem 19. Jh. in die Isar ein (SCHELLMANN 1988: 100).
3. Den Abschluß der subatlantischen Terrassenkörper bildet eine meist feinklastische Auenfazies. Häufig wird sie von einer mehrere Dezimeter mächtigen sandig-kiesigen Aurinnenfazies unterlagert. Die Auenmergel besitzen im Bereich der Kiesgrube auf den H 5- und H 6-Terrassenflächen eine mittlere Mächtigkeit von 0,6 - 1,2 m, auf der H 7 wechseln kleinräumig sandig-kiesige und mergelige Standorte.

Vor allem die älteren Sockelschottern führen sehr gut erhaltene Kiefernstämme. Drei anstehend geborgene Baumstämme besitzen Absterbealter zwischen ca. 9.300 - 8.860 a BP (Tab. 3: Av 579, Av 580, Av 583). Weitere als Lesefunde geborgene Baumstämme gehören folgenden Altersgruppen an. Die älteste Gruppe von drei Kiefern besitzt allerödzeitliche Absterbealter zwischen ca. 11.860 - 10.940 a BP (n = 3), die zweite Gruppe datierter Kiefern besitzt präboreal/boreale Absterbealter zwischen ca. 9.800 - 8.300 a BP (n = 24). In der dritten und jüngsten Altersgruppe liegt eine Altershäufung im

Tab. 3: ¹⁴C- und dendrochronologische Datierungen subfossiler Hölzer an der unteren Isar in der Kiesgrube 'Wörth' (zur Lage der Kiesgrube siehe Abb. 3)

Nr.	14C-Labor-Nr.	14C-Alter		Dendrojahre		Terrasse	Flußbeitsed.	Lage	Lokalität	Tk 1:25.000	Rechtswert	Hochwert	Holzart
		BP	±	BP									
1	Hd 13986	11861	33		H5 - H6	NT3-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
80				11370	H5 - H6	NT3-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
15	Hd 14015	10939	34		H5 - H6	NT3-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
9	Hd 16039	9804	20		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
34	Hd 15014	9705	31		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
13				9600 - 9500	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
37				9500 - 9400	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
11				9400 - 9300	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
6	Hd 14014	9384	29		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
Av 580	Hd 13115	9296	34		H5	H1-Sockel	ansteehend	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
Av 583	Hd 13154	9248	28		H5	H1-Sockel	ansteehend	Ksg. "Wörth"	7340	452698	538803	538803	<i>Pinus sylvestris</i>
25	Hd 15138	9241	35		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	452696	538802	538802	<i>Pinus sylvestris</i>
20	Hd 14558	9238	22		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
23	Hd 14385	9238	22		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
19				9300 - 9200	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
151				9300 - 9200	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
14				9250 - 9150	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
2				9200 - 9100	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
10				9200 - 9100	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
9b				9200 - 9100	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
5a				9200 - 9100	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
6b				9100 - 9000	H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
16	Hd 14001	8978	28		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
22	Hd 14759	8912	23		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
44b	Hd 15511	8873	25		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
Av 579	Hd 13153	8860	22		H5	H1-Sockel	ansteehend	Ksg. "Wörth"	7340	452681	538800	538800	<i>Pinus sylvestris</i>
8	Hd 13994	8383	19		H5 - H6	H1-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
42a	Hd 15420	7890	41		H5 - H6	H2-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
46	Hd 16186	7727	30		H5 - H6	H2-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
7A	Hd 13616	6810	29		H5 - H6	H2-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
33	Hd 14897	6535	34		H5 - H6	H2-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
5b	Hd 13995	6293	20		H5 - H6	H2-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Pinus sylvestris</i>
Av 47	Hv 13677	5570	60		H6	H6	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	*	*	*	<i>Betula sp.</i>
47	Hd 16395	2507	23		H5 - H6	H4-Sockel (?)	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	452716	538753	538753	Weichholz
Av 323				500 n Chr	H5	H5	Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	452716	538753	538753	<i>Pinus sylvestris</i>
							Lesefund	Ksg. "Wörth"	7340	452700	538785	538785	<i>Quercus</i>

Zeitraum von ca. 7.890 - 5.570 a BP (n = 6) sowie jeweils ein Absterbealter bei ca. 2.500 a BP und 500 n.Chr. (Tab. 3). Der Wurzelstock Av 47 lagerte an der Basis der spätmittelalterlich/frühneuzeitlichen H 6-Terrasse und ist daher als umgelagert einzustufen (SCHELLMANN 1990: 44). Bei den übrigen als Lesefunde geborgenen Baumstämmen ist dagegen aufgrund ihres sehr guten Erhaltungszustandes eine sekundäre Umlagerung auszuschließen. Sie dürften, ebenso wie die drei anstehend geborgenen präboreal/borealen Kiefernstämmen, aus älteren Sockelschottern der NT 3-, H 1-, H 2-, H 4-(Tab. 3: Holz 47) und H 5-Umlagerungsperiode stammen (Tab. 3: Av 323; SCHELLMANN 1990: 43). Ebenfalls aus älteren NT 3-Sockelschottern, wie sie oben aus der Kiesgrube "Wörth" beschrieben wurden, dürften die drei allerödzeitlichen Kiefern stammen, die als Lesefunde bei Ausbaggerungen in der Kiesgrube "Pulling 59" an der mittleren Isar gesammelt werden konnten (Tab. 4b).

Diese allerödzeitlichen Kiefern wurden mit hoher Wahrscheinlichkeit in einzelnen tiefen Kolken an der Basis der holozänen Talfüllung eingelagert. Sie geben den Hinweis darauf, daß das Isarflußbett bereits im Alleröd-Interstadial nach Aufschotterung der prä-böllingzeitlichen NT 2 eine Tiefenlage besaß, die dann erst wieder mit Beginn des Holozäns erreicht wurde. Erstmals nach Aufschotterung der beiden älteren Niederterrassen NT 1 und der NT 2 erfolgte wahrscheinlich bereits mit dem Bölling-Interstadial als flußdynamische Reaktion auf die deutliche Klimaverbesserung und verstärkte Vegetationsausbreitung eine erste kräftige Tiefenerosionsphase. Diese Tieferlegung der Flußbettsohle ist nur vorstellbar, wenn gleichzeitig an Stelle des frachtüberladenen, in zahlreiche Einzelarme verwilderten NT 2-Isarlaufes ein stärker gebündelter Abfluß trat, d. h. ein mäandrierender Isarlauf. In der Jüngeren Dryaszeit besaß die untere Isar erneut die Tendenz zur Verwilderung, zur Erhöhung ihrer breiten Flußbettsohle und es erfolgte die weitflächige Aufschotterung der NT 3. Bereits am Übergang vom Spätglazial zum Holozän tiefte sich ihr Flußbett erneut bis auf das allerödzeitliche Sohlenniveau ein. Daher liegen heute in der Kiesgrube "Ganacker 1" Isarkiese aus dem Ausgang des Spätglazials (¹⁴C-Absterbealter einer Kiefer bei ca. 10.080 a BP, Tab. 4a), in der Kiesgrube "Wörth" aus dem frühen Präboreal (Dendroalter einer Kiefer bei ca. 9.800 a BP, Tab. 3) im gleichen Niveau dem tertiären Sohlgestein auf. Eine weitere Eintiefung fand bis zur Isarkorrektur im 19. Jh. nicht statt.

Auch im mittleren Isartal (München - Freising) kam es mit Anlage der NT 3 zu einer kräftigen Tiefenerosionsphase, die teilweise 2 - 3 m unter die NT 2-Basis hinabreichte. Die Basis der älteren holozänen Terrassenschotter liegt im Süden der Münchner Ebene etwa im Niveau der NT 3-Basis, im Norden werden sie wahrscheinlich von NT 3-Terrassenschottern unterlagert. Hierauf deuten die allerödzeitlichen Baumstämmen aus der Kiesgrube "Pulling 59" (Tab. 4b) hin. Im Norden fand daher keine Flußbettvertiefung zu Beginn des Holozäns statt. Erst mit Anlage der römischerzeitlichen H 4-Terrasse kommt es dann zu einer kräftigen Tiefenerosion, so daß deren Basis um 3 - 5 m in das liegende Tertiär eingetieft ist. Dieses hängt wahrscheinlich mit dem innerholozänen Umbruch zusammen (hierzu siehe FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band). Eine vergleichbare Tieferlegung der Flußbettsohle ist bei den jüngeren Umlagerungsperioden nicht mehr eingetreten.

3. Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußbettsedimentation

Aus den Terrassenkörpern der beiden älteren Niederterrassen der Isar, NT 1 und NT 2, liegen bisher keine Funde vor, die eine absolute Datierung ihrer Bildungszeit ermöglicht hätte. Da auf der Münchener Ebene die fluvioglazialen Schotter der hochwürmzeitlichen Jugendmoränenstände in die NT 1 übergehen, ist ihre Aufschotterung generell ins Würm-Hochglazial bis ca. 18.000 a BP zu stellen. Die NT 2 ist in die NT 1 eingeschnitten und damit nachhochwürmzeitlich. Der Beginn ihrer Ausbildung dürfte im Zusammenhang mit dem klimatischen Umbruch zur ersten spätglazialen Wiedererwärmung am Ende des Hochglazials stehen. Bis zum Bölling-Interstadial war die Aufschotterung der NT 2 spätestens beendet. Dieses Alter ergibt sich aus der rekonstruierten Ansatzhöhe ihrer Terrassenoberfläche am ehemaligen Wolfratshausener See. Nach SCHUMACHER (1981: 58) erreichte dieser See seinen höchsten Wasserspiegel, als der Isar-Loisachgletscher bereits bis zum Alpennordrand zurückgeschmolzen war und die Loisach ihren heutigen Weg über den Kochelsee ins Wolfratshausener Becken fand. Pollenanalytische und geologische Untersuchungen im Bereich der Osterseen datieren dieses Ereignis auf die Wende vom Hoch- zum Spätglazial (BLUDAU & FELDMANN 1994). Nach OLLI-VESALAINEN et al. (1983) war der See bereits im Laufe des Böllings weitgehend ausgelaufen. Da die NT 2 aufgrund ihrer Ansatzhöhe am Wolfratshausener Becken während des Auslaufens gebildet wurde,

fällt ihre Entstehung in die Älteste Dryaszeit (FELDMANN 1994), während die NT 3 jünger ist als das Auslaufen des Sees (FELDMANN 1990: 192; SCHELLMANN 1988: 65 ff.). Die Ausbildung der jüngsten Niederterrasse NT 3 begann also frühestens mit der ersten bedeutenden Klimaerwärmung des Bölling-Interstadials. Da seit dieser Zeit die Wiederbewaldung im Alpenvorland einsetzte, sind im NT 3-Schotterkörper vereinzelt, in den nachfolgenden holozänen Terrassen häufig Baumstämme eingelagert.

Das Alter von Eichen und Kiefern kann inzwischen nicht nur radiometrisch (^{14}C -Alter a BP) datiert werden, sondern häufig wesentlich genauer dendrochronologisch festgestellt werden. So wurde bereits seit Ende der siebziger Jahre an mehreren größeren Flüssen (Main, Rhein, Donau, Weser) das Absterbealter subfossiler Eichen, die beim Kiesabbau meist aus dem Bereich unter dem Grundwasserspiegel gefördert wurden, mit Hilfe der Dendrochronologie datiert (u.a. BECKER & SCHIRMER 1977; BECKER 1982; LEUSCHNER et al. 1985). Dadurch wurde die Erstellung einer kontinuierlichen Eichen-Jahrringchronologie bis ins frühe Boreal (8.800 a BP) hinein möglich. In den letzten Jahren gelang es dann, dank zahlreicher subfossiler Kiefernfunde aus Kiesgruben des Isar- und Donautales, eine Kiefernchronologie aufzustellen, die über das Boreal hinaus bis ins ausgehende Spätglazial reicht (ca. 10.100 - 8.900 a BP; KROMER & BECKER 1993). Ein weiterer Teil dieser Kiefernchronologie erschließt den Zeitraum vom Beginn des Bölling- bis zum Ende des Alleröd-Interstadials (ca. 12.400 - 10.800 a BP; BECKER 1992).

3.1. Die Ausbildung der spätglazialen NT 3

Wie bereits ausgeführt, entstand die NT 3 generell im Zeitraum vom Bölling-/Alleröd-Interstadial bis zum Ausgang des Spätglazials. Innerhalb ihres Schotterkörpers sind an der mittleren Isar im Raum München - Freising Bodenschollen eingelagert, die von der Artenverteilung her ein alleröd- bis jüngerdryaszeitliches Pollenspektrum führen (FELDMANN et al. 1991). Die Lage der im Text genannten Kiesgruben im Isartal ist in der Abb. 1 skizziert, die genauen Koordinaten sind in den Tabellen 3 und 4 aufgeführt.

Auch an der unteren Isar im Raum Ganacker (Abb. 1: Kiesgrube "Ganacker 1") konnten aus dem basalen Bereich der NT 3-Flußbettsedimente neben

drei Kiefern und einem Birkenholz Humusschollen geborgen werden. Die pollenanalytische Bestimmung einer Humusscholle zeigte dort eine dem ausgehenden Spätglazial entsprechende qualitative Zusammensetzung der Gehölzgattungen von vorwiegend Pinus und Betula, aber auch Corylus und Alnus (Pollenanalyse von Frau Dr. U. SCHIRMER, Univ. Düsseldorf). Die radiometrische Datierung einer Kiefer ergab ein entsprechendes ^{14}C -Alter von 10.079 ± 34 a BP (Tab. 4a: Av 507). Zu jung erscheint das Alter eines Holzfundes aus dem hangenden Schotterkörper der NT 3 aus einer benachbarten Kiesgrube in diesem Raum (Abb. 1: Kiesgrube "Ganacker 2") mit einem ^{14}C -Alter von ca. 9.620 ± 90 a BP (Tab. 4a: Av 513). Die genaue Position dieses Holzes im NT 3-Schotterkörper ist leider nicht bekannt. Aufgrund der Fundsituation "Naßbaggerung und Lesefund" könnte das Holz auch aus der kiesigen Verfüllung einer jüngeren Hochwasserrinne der Isar stammen.

Nach den bisher vorliegenden spätglazialen Holzaltern fällt deren Konzentration im Alleröd auf, während lediglich eine Kiefer bereits am Ausgang der Jüngeren Dryaszeit eingesedimentiert wurde (Abb. 6). Unter Berücksichtigung der Klima- und Vegetationsentwicklung ist dagegen davon auszugehen, daß die NT 3 im wesentlichen mit dem Kälterückschlag der Jüngeren Dryaszeit ausgebildet wurde, in einer Zeit, in der durch Auflichtung der Vegetation instabilere Uferverhältnisse herrschten und frühsummerliche Schneeschmelzen stark gesteigerte Hochwasserabflüsse bewirkten. Beide Faktoren erhöhen die Seitenerosion und damit die Sedimentfracht im Flußbett. Trotz saisonal kurzfristig gesteigerter Abflüsse überwiegt die aus dem Einzugsgebiet und von den Flußufern eingebrachte Fracht und es kommt zur Sohlenerhöhung und Verwilderung des Flußlaufes. Die Ursache des weitgehenden Fehlens von Hölzern aus der Jüngeren Dryas dürfte einerseits in der jüngerdryaszeitlichen starken Auflichtung der Auenwälder liegen. Andererseits ist in dieser Zeit zumindest im unteren Isartal flußmorphologisch von einem breitbettigen, in zahlreiche Einzelgerinne verwilderten Isarlauf auszugehen, so daß vermutlich tiefere Flußarme weitgehend fehlten, in denen erodierte Baumstämme schnell eingesedimentiert werden und im Grundwasser unter Luftabschluß erhalten bleiben können.

Tab. 4a: ¹⁴C- und dendrochronologische Datierungen subfossiler Hölzer an der unteren Isar

Nr.	14C-Labor-Nr.	14C-Alter		Dendrojahre BP	Terrasse	Flußbettsted.	Lage	Lokalität	Tk 1:25.000	Rechtswert	Hochwert	Holzart
		±	BP									
Av 507	Hd 15529-15124	10079		34	NT3	NT3	anstehend u.Gw	Ksg "Ganacker 1"	7242	455156	539740	Pinus sylvestris
Av 513	Hv 16176	9620		90	NT3	NT3/H	u.Gw	Ksg "Ganacker 2"	7242	455200	539666	Betula
Av 480	Hv 14377	8400		80	H1	H1	u.Gw	Ksg "Bhf. Loiching 2"	7340	453078	538955	Pinus sylvestris
22				9600 - 9500	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
24				9600 - 9500	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
30				9600 - 9500	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
3				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
4				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
5				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
11				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
16				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
23				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
20				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
27				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
34				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
36				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
37				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
38				9400 - 9300	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
1				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
2				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
15				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
17				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
18				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
21				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
39				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
40				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
160				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
19				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
25				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
26				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
28				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
31				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris
32				9300 - 9200	H1	H1	u.Gw	Ksg "Gottfriedingerschwaige"	7341	453932	539114	Pinus sylvestris

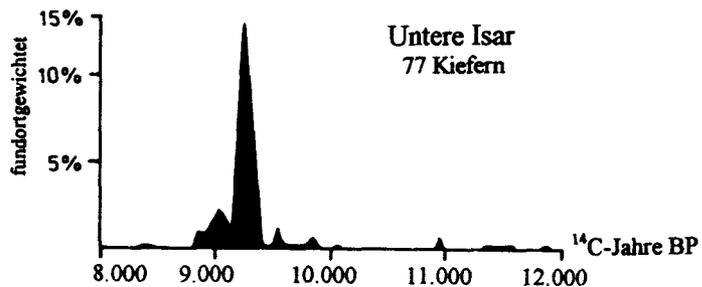
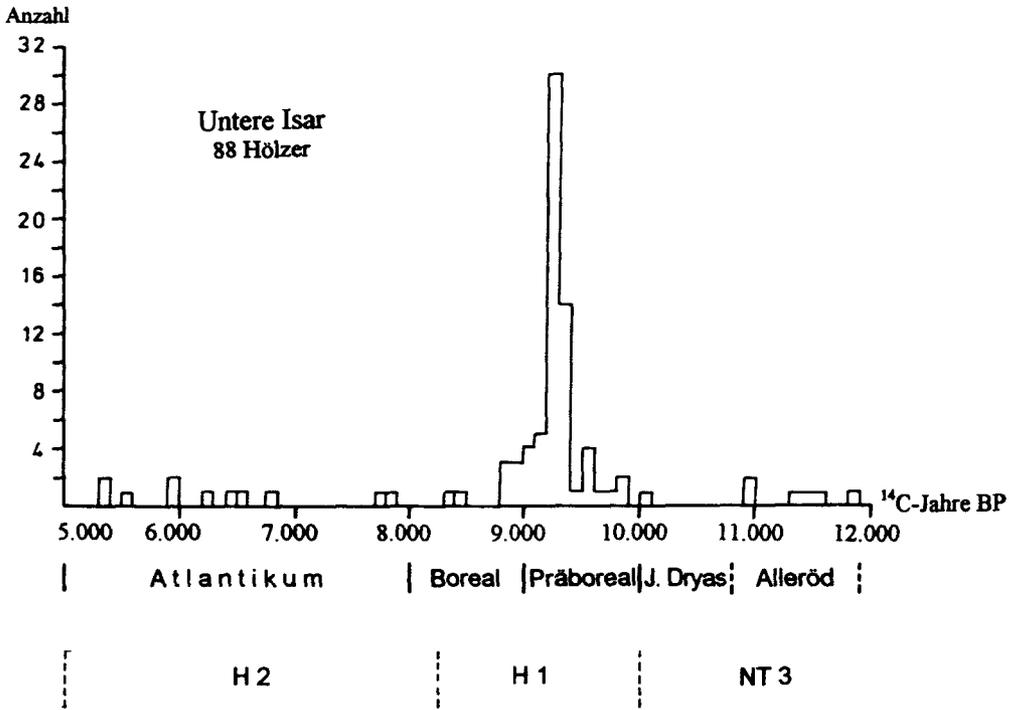


Abb. 6: Spätglaziale und altholozäne Schotterumlagerungen im mittleren und unteren Isartal.
oben: Gesamtdarstellung aller ^{14}C - und dendrochronologisch datierten subfossiler Hölzer pro Jahrhundert aus dem Zeitraum Alleröd - Atlantikum.
unten: fundortgewichtete Darstellung aller ^{14}C - und dendrochronologisch datierten subfossilen Hölzer pro Jahrhundert aus dem Zeitraum Alleröd - Boreal.

3.2. Die altholozänen Umlagerungsperioden der H 1- und H 2-Terrasse

An der unteren Isar liegen aus den in der H 1-Terrasse gelegenen Kiesgruben "Gottfriedingerschwaige", "Bhf. Loiching 2" und "Mammig" inzwischen 39 datierte subfossile Hölzer vor (Tab. 4a). Danach setzte diese Umlagerungsperiode um ca. 9.600 a BP (3 Kiefern) ein und reichte bis ca. 8.400 a BP (1 Kiefer). An der mittleren Isar datieren weitere 4 Kiefern aus der H 1-Terrasse in den Zeitraum von ca. 9.300 - 8.900 a BP (Tab. 4b: Kiesgrube "Flughafen 114" und "Flughafen 123"). Auffallend ist die Konzentration der Absterbealter der aus dem H 1-Terrassenkörper stammenden subfossilen Höl-

zer im Zeitraum zwischen 9.400 - 8.800 a BP. Die in der Kiesgrube "Wörth" in den H 1-Sockelschottern eingelagerten Kiefernstämme datieren ebenfalls in den Zeitraum 9.800 - 8.400 a BP, wobei die überwiegende Anzahl der Kiefern zwischen ca. 9.400 - 8.800 a BP einsedimentiert wurde. Innerhalb der H 1-Umlagerungsperiode deutet sich damit eine Aktivitätsphase mit gesteigerten Flußlaufverlagerungen vom ausgehenden Präboreal bis ins frühe Boreal an (Abb. 6).

Die H 2-Terrasse ist dagegen weitgehend erst im Atlantikum ausgebildet worden. So liegen die Absterbealter von insgesamt 5 Hölzern aus drei in ihren Terrassenflächen gelegenen Kiesgruben (Tab. 4a, b:

untere Isar: Kiesgrube "Loiching 1" und "Mammig"; mittlere Isar: Kiesgrube "Mintraching 59") im Zeitraum zwischen ca. 6.500 - 5.300 a BP. Darüberhinaus besitzen 5 Hölzer aus der Kiesgrube "Wörth" ebenfalls atlantische Absterbealter (Tab. 5) und könnten aus H 2-Sockelschottern stammen.

4. Schlußfolgerungen

Die vorliegenden Datierungen subfossiler Hölzer aus dem mittleren und unteren Isartal bestätigen zunächst einmal die bisherige generelle Einstufung der NT 3 in den Zeitraum Bölling-/Alleröd-Interstadial bis Ausgang Jüngere Dryaszeit. Weiterhin wird bestätigt, daß die H 1-Terrasse im Präboreal/Boreal und der H 2-Terrasse im Atlantikum entstanden.

Trotz der statistisch gesehen immer noch relativ geringen Datengrundlage deutet sich an, daß die H 1-Terrasse hauptsächlich während einer Phase ausgeprägter fluvialer Aktivität im ausgehenden Präboreals bis ins frühe Boreal hinein gebildet wurde. Das Ende der H 1-Terrassenbildung ist weiterhin offen. Das jüngste aus dieser Terrasse geborgene Holzalter liegt um 8.400 a BP, das älteste anstehende Holz aus dem H 2-Terrassenkörper datiert in die Zeit um 6.400 a BP. Aus der Zeit zwischen ca. 8.400 - 6.500 a BP liegen bisher drei Absterbealter von Hölzern aus der Kiesgrube "Wörth" vor (Tab. 3). Sie stammen mit hoher Wahrscheinlichkeit aus älteren Sockelschottern, vermutlich der H 2-Umlagerungsperiode.

Das Auftreten allerödzeitlicher Kiefern in Kolken an der Basis der quartären Talfüllung zeigt zudem, daß nach weitgehend vertikaler Aufhöhung der NT 2 die Isar sich zunächst kräftig eintiefte bis auf das holozäne Talniveau. Bereits im Alleröd besaßen ihre Kolke Tiefenlagen, wie sie erst wieder im Holozän erreicht wurden. In der Jüngeren Dryaszeit ist zumindest im unteren Isartal von einer Verwilderung und kräftigen Verbreitung des Flußbettes auszugehen. An der mittleren Isar ist dagegen auch in der Jüngeren Tundrenzeit von einer lateral umlagernden Isar auszugehen (FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band). Mit Ausgang des Spätglazials reichte die Flußbettsohle der unteren Isar bereits wieder bis auf das tertiäre Sohlgestein und behielt diese Tiefenlage annähernd auch im weiteren Holozän bei bis die flußbaulichen Maßnahmen des 19./20. Jh. teilweise kräftige Sohlenveränderungen auslösten.

5. Literatur

- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. - Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. - Mitt. D. Komm. F. Quartärforschung d. Österreichischen Akad. D. Wiss., 5; Wien.
- BECKER, B. (1992): The history of dendrochronology and radiocarbon calibration. - In: Taylor, R.E., Long, A. & Kra, R.S. (eds.): Radiocarbon after four decades: An Interdisciplinary Perspective. - New York (Springer Verl.).
- BECKER, B. (1993): An 11,000-Year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. - Radiocarbon, 35: 201-213; Tucson (Arizona).
- BECKER, B. & SCHIRMER, W. (1977): Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main, Southern Germany. - Boreas, 6: 303 - 321; Oslo.
- BLUDAU, W. & FELDMANN, L. (1994): Geologische, geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen zum Toteisproblem im Bereich der Osterseen südlich von Seeshaupt (Starnberger See). - Eiszeitalter u. Gegenwart, 44; Hannover (im Druck).
- BRUNNACKER, K. (1959a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000 Blatt Nr. 7636 Freising-Süd. - München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BRUNNACKER, K. (1959b): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geologica Bavarica, 43: 74 - 150; München.
- BUCH, M. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. - Regensburger Geogr. Schr., 21; Regensburg.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. - Diss. Univ. Düsseldorf.
- FELDMANN, L. (1991): Neue Untersuchungen zur "Fluvioglazialen Serie" im Bereich der Münchener Schotterebene. - Freiburger Geogr. Schr., 33: 107 - 119; Freiburg.

- FELDMANN, L. (1994): Die Terrassen der Isar zwischen München und Freising. - Z. Deutsche Geol. Ges.; Stuttgart (im Druck).
- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials. - Düsseldorf Geogr. Schr., **34**; Düsseldorf.
- FELDMANN, L., GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1991** (3): 127 - 144; Stuttgart.
- HOFMANN, B. (1966): Bodenkarte von Bayern 1 : 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. - München .
- HOFMANN, B. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. - München .
- KROMER, B. & BECKER, B. (1993): German oak and pine ¹⁴C calibration, 7.200 - 9.439 BC. - Radiocarbon, **35**: 125 - 135; Tucson (Arizona).
- LEUSCHNER, H.-H., DELORME, A., TÜXEN, J. & HÖFLE, H.-Ch. (1985): Eichenstammlagen in Mooren und Talauen und die Klimaverschlechterung im Subboreal. - Flora, **177**: 283 - 295;
- MANGELSDORF, J. & SCHEURMANN, K. (1980): Flußmorphologie. Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure. - München (Oldenbourg Verl.).
- 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 Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet: 111-115; München (INQUA).
- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. - Diss. Univ. Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. - Düsseldorf Geogr. Schr., **29**; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1993): La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallées dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne. - Revue Géographique de l'Est, **1993** (4): 235 - 259; Nancy.
- SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. - Düsseldorf Geogr. Schr., **34**; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. - Düsseldorf Geogr. Schr., **34**; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse. - Geol. Jb., **A 71**: 370 S.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1993): Breaks within the Late Quaternary river development of Middle Europe. - Aardkundige Medelingen, **6**; Leuven.
- SCHUMACHER, R. (1981): Untersuchungen zur Entwicklung des Gewässernetzes seit dem Würmmaximum im Bereich des Isar - Loisach-Vorlandgletschers. - Diss. München.
- STRIEDTER, K. (1988): Le Rhin en Alsace du Nord au Subboréal. Genèse d'une terrasse fluviale holocène et son importance pour la mise en valeur de la vallée. Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, **1988**: 5 - 10; Paris.
- WEINIG, H. (1972): Hydrogeologie des Isartales zwischen Landshut und Landau und ihre Beeinflussung durch Stauanlagen. - Diss. München.

Anschriften:

Dr. Gerhard SCHELLMANN, Universität/GH Essen, FB 9-Physiogeographie, Universitätsstr. 2, Postfach 103764, D-45117 Essen

Prof. Dr. Bernd BECKER verstarb am 14. Feb. 1994.

Dr. Ludger FELDMANN, TU Clausthal, Inst. f. Geologie u. Paläontologie, Leibnizstr. 10, D-38678 Clausthal-Zellerfeld

Dr. Bernd KROMER, Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Inst. f. Umweltpophysik, INF 366, D-69120 Heidelberg

DÜSSELDORFER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN	34	S. 95 - 110	Düsseldorf 1994
--------------------------------------	----	-------------	-----------------

Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials

LUDGER FELDMANN & GERHARD SCHELLMANN

- | | |
|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Einleitung 2. Forschungsgeschichte 3. Die Abflußdynamik der Isar 3.1. Terrassenstratigraphie 3.2. Das Abflußverhalten im Zeitraum vom Hoch zum Holozän | <ol style="list-style-type: none"> 3.3. Der innerholozäne Umbruch 4. Die Auendynamik im Spät- und Postglazial 4.1. Die Auensedimente 4.2. Die Auenböden 5. Schlußfolgerungen |
|---|---|

1. Einleitung

Die Aue stellt den flußbegleitenden Bereich des Talbodens dar, der regelmäßig bei Hochwasser überflutet wird. Sie ist bei natürlichen Flüssen in einem ständigen Wandel begriffen, indem in ihr einerseits Sedimente abgelagert werden, andererseits aber auch stetig fluviatile Erosion stattfindet. Diese Akkumulation und Erosion ist nicht auf die Auensedimente beschränkt, sondern erfaßt entlang des Flußlaufes auch den unterlagernden Kieskörper, so daß es zur Um- und Ablagerung fluviatiler Sedimente und zur Bildung von Terrassen kommt. Dabei hat es im Laufe der Zeit seit dem Hochglazial mehrere Umbrüche im Verhalten der Flüsse gegeben, deren Ursachen und Auswirkungen im folgenden am Beispiel der Isar beschrieben werden.

Heute gibt es in Mitteleuropa kaum noch einen natürlichen Fluß oder eine natürliche Aue. Eine der wenigen Gebiete mit einer noch natürlichen Aue sind die Ascholdinger und Pupplinger Au südlich von München (JERZ et al. 1986), die heute unter Naturschutz stehen. Durch Flußbegradigungen und Deichbau, an der Isar am Ende des letzten Jahrhunderts, (vgl. HEINDEL 1936) sind die Flüsse in eine künstliche Aue gezwängt, und damit die Aue als Siedlungsraum erschlossen worden. Wenn die Flüsse dann doch einmal bei einem höheren Hochwasser ausufern, über ihr Flußbett hinaus sich in der Aue ausbreiten - wie sie es seit Jahrtausenden gemacht haben - und menschliches Gut bedrohen oder zerstören, wird von einer "Katastrophe" gesprochen.

2. Forschungsgeschichte

Die Flußauen und die in ihnen abgelagerten Schotter und Auensedimente wurden lange Zeit in ihrer Gliederung und stratigraphischen Stellung vernachlässigt. Dieses geht auf PENCK & BRÜCKNER (1901/09: 120) zurück. PENCK hatte mit der glazialen Serie gezeigt, daß sich die großen jungquartären Schotterfelder und -stränge im Alpenvorland mit den Jungendmoränen verzahnen, daß sie also hochglazialen Alters sind. Da nun der jeweils jüngere Fluvioglazialschotter in den älteren eingeschachtelt ist, also tiefer liegt und im Glazial entstanden ist, nimmt Penck an, daß die Talbildung in die Interglaziale fällt. Die Glaziale sind nach PENCK also Zeiten der Akkumulation, die Interglaziale - und damit auch das Holozän - Zeiten der Erosion. Somit wurden alle lößfreien Flußschotter als Niederterrassenschotter gedeutet - eine Vorstellung, die sich bei vielen bis heute gehalten hat.

Bereits SOERGEL (1921) beschreibt holozäne Schotter, die aufgrund von Ziegelgeröllen junge historische Flußablagerungen darstellen. Er sieht sie aber als nur lokal auftretende Umlagerungsprodukte. Im Holozän soll es hauptsächlich zur Ablagerung von Auenmergel gekommen sein. Erstmals beschreibt dann MÜNICHSDORFER (1922) im Stadtgebiet von München einen holozänen Schotter von mehreren Metern Mächtigkeit mit "Kulturresten", der in die "altalluviale Altstadtstufe" eingeschnitten ist. Beide Flächen werden von TROLL (1926, 1977) als hochglaziale(!) Erosionsterrassen gedeutet, die Teil der "Fluvioglazialen Serie" sind. Dieser Ausräumung im fluvioglazialen Bereich soll eine flache Aufschotterung in Form von Schotterzungen talab-

wärts entsprechen. Im weiteren Verlauf der Täler ist wiederum nur Niederterrassenschotter zu finden. "Die Postglazialzeit kann das morphologische Bild so gut wie nicht mehr verändert haben" (TROLL 1926: 179). Die "Fluvioglaziale Serie" ist dort, wo Troll sie aufgestellt hat, allerdings nicht ausgebildet (FELDMANN 1991a). Die "TROLLschen Schotterzungen" hatten einen nachhaltigen Einfluß auf die weitere fluviatile Forschung, indem die gesamte Talfüllung auch außerhalb des fluvioglazialen Bereichs als Niederterrassenschotter in Form talabwärtswandernder Schwemmkegel gedeutet wurde, zum Beispiel bei BÜDEL (1944: 499). Er erkennt nur den Auelehm als holozäne Bildung an.

Als dann GRAUL & GROSCOPF (1952) an der Illermündung horizontbeständig Eichenstämme und Artefakte im "Niederterrassenschotter" fanden, mußte das vermeintlich würmzeitliche Alter der Talfüllung revidiert werden. Im Bereich der Donau und der Mündung ihrer Nebenflüsse wurden nun holozäne Schotter nachgewiesen und als jüngstes Glied einer "Unzahl abwärts aufeinanderfolgender Schwemmfächer" gedeutet (GRAUL 1978: 232). Die Ursache der TROLLschen "Schwemmkegelbildung" - Zerschneidung und Erosion im Bereich der Endmoränen beim beginnenden Gletscherrückzug - blieb dabei vollkommen unbeachtet.

BRUNNACKER (1959a, 1959b, 1964) erarbeitete dann erstmalig eine differenziertere Terrassenstratigraphie an der Isar und gliederte zwei spät- und fünf postglaziale Aufschüttungen aus. Er betrachtete sie aber ebenfalls als flache "schwemmkegelartige Bildungen", ohne dieses jedoch belegen zu können. Talabwärts sieht WEINIG (1972: 10) die Fortsetzung dieser Bildungen in den Isarablagerungen zwischen Landshut und Landau. Damit begleiten diese "Schwemmkegel" den Fluß - unabhängig vom Gefälle und von der Talbreite - über eine Länge von mehr als 80 km, bei einer Breite von maximal 6 km, im Durchschnitt von 1 - 2 km. Dieses setzt eine "Schwemmkegel-Dynamik" voraus, wie sie nur schwer vorstellbar ist und den historischen Beschreibungen von Flußlaufverlagerungen und Schotterablagerungen widerspricht (vgl. FELDMANN 1990: 175). Vor allem widerspricht dieser Vorstellung die Ausbildung gleichalter Terrassenkörper am Mittel- und Unterlauf der Isar (FELDMANN 1990; SCHELLMANN 1988).

Die Ausräumung im Oberlauf, allerdings mit gleichzeitiger Bildung von Akkumulationsterrassen, und schwemmkegelartiger Ablagerung im Unterlauf

wird für das Hoch-, Spät- und Postglazial auch vom Lech beschrieben (BRUNNACKER 1959b; DIEZ 1968; SCHREIBER 1985). Holozäne Schotterablagerungen wurden damit nicht mehr grundsätzlich abgelehnt, auch wenn z.B. BÜDEL (1977: 83) nach wie vor von einer einheitlichen Talfüllung aus Niederterrassenschottern und Schwemmkegeln ausgeht. Literaturzusammenstellungen über holozäne Flußablagerungen finden sich bei SCHIRMER (1973) und HÄNDEL (1982).

In langjährigen Untersuchungen und begünstigt durch hervorragende Aufschlußverhältnisse erarbeitete schließlich SCHIRMER (1980, 1983, 1988) am Obermain eine umfassende Stratigraphie spät- und postglazialer Flußablagerungen, die erstmalig auch durch zahlreiche Datierungen abgesichert werden konnte. Darüberhinaus stellte er verschiedene morphologische, geologische und pedologische Kriterien auf, mit denen die scheinbar einheitliche Auenfläche in verschiedene Aufschüttungskörper und Terrassen untergliedert werden kann (SCHIRMER 1983). Dieses Differenzierungssystem konnte inzwischen sowohl an mitteleuropäischen als auch außereuropäischen (SCHIRMER 1987) Flüssen angewendet werden und ermöglichte an den bisher untersuchten Flüssen eine Revision der bis dahin gültigen Gliederungen und Vorstellungen über die fluviatile Dynamik. Danach sind die holozänen Flußablagerungen als flußbegleitende Schotterkörper aufzufassen, die durch wandernde Mäander in der Talauie entstanden sind. Motor dieser Umlagerungen sind die Hochwässer. So liegen heute neben dem Main differenziertere Terrassenstratigraphien und Auenuntersuchungen von der Donau (SCHELLMANN 1988, 1990, 1991, 1993), vom elsässischen Oberrhein (STRIEDTER 1988), von der unteren Oberweser (SCHELLMANN 1993 und dieser Band) und der mittleren und unteren Isar (FELDMANN 1990, 1991a, b, 1994, FELDMANN et al. 1991; SCHELLMANN 1988, 1990, 1991, 1993) vor.

Trotz dieser Untersuchungen taucht bis heute noch die alte Vorstellung von PENCK und SOERGEL, daß die Talfüllungen aus Niederterrassenschotter bestehen und nur der Auelehm eine holozäne Bildung sei, in verschiedenen Publikationen und Lehrbüchern immer wieder auf. Ebenso wird nach wie vor an der Schwemmkegeltheorie von TROLL festgehalten, die auch in neuesten Lehr- und Fachbüchern beschrieben wird, obwohl bereits SCHAEFER (1940: 85; 1978: 51) sie weder im Illertal noch auf der Münchener Ebene bestätigt sieht, was für den Münchener Raum auch von SCHUMACHER (1981: 62)

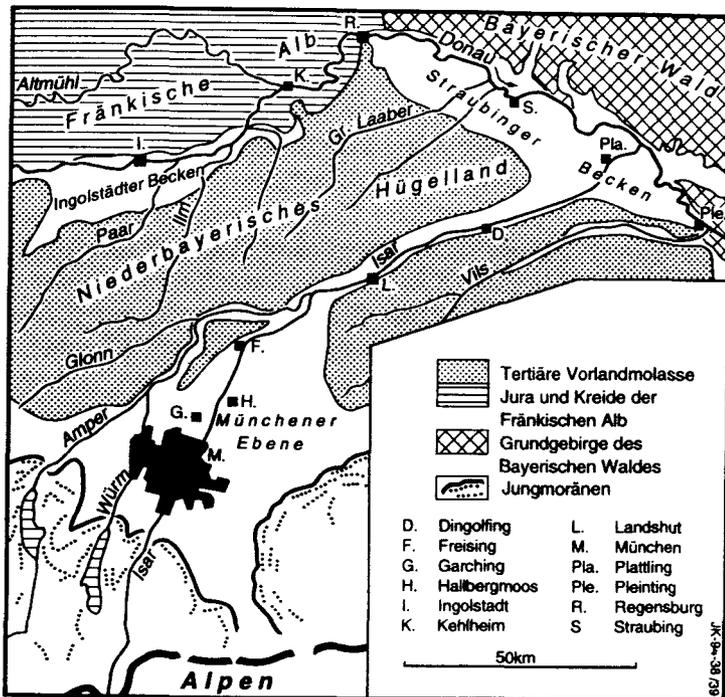


Abb. 1: Topographische Übersicht

diskutiert und von FELDMANN (1991a) erneut nachgewiesen wird. So sind - um nur einige Beispiele zu nennen - im Bereich der fluvioglazialen Serie auf der Münchener Schotterebene - nach TROLL (1926) im Hochglazial angelegt - im Schotterkörper der vermeintlichen Hauptniederterrasse in 5 m Tiefe präboreale Kiefernstämme ausgebaggert worden. In den Schotterkörpern der zwei jüngsten Terrassen, die die Isar auf beiden Seiten begleiten und die insgesamt eine Breite von 2 km einnehmen, sind in jeder Kiesgrube bis zu einer Tiefe von 5 - 6 m abgerollte Ziegel zu finden. Dieses widerspricht nicht nur der "hochglazialen" Anlage der TROLLschen "Garching Schotterzunge", sondern auch der daran anknüpfenden Vorstellung einer Schwemmkegel-Dynamik von BRUNNACKER (1959b: 79).

3. Die Abflußdynamik der Isar

Durch ausgedehnte Kartierungen sowie sedimentologische und bodenkundliche Untersuchungen wurde das Flußgebiet der mittleren und unteren Isar neu bearbeitet (Abb. 1). Die Schwerpunkte lagen im Bereich der Münchener Ebene zwischen München und Freising (FELDMANN 1990) und im unteren Isartal zwischen Landshut und der Mündung (SCHELLMANN 1988). Die Gebiete werden zum Teil durch die

Untersuchungen und geologischen Karten von BRUNNACKER (1959a, 1959b, 1964), HOFMANN (1973) und WEINIG (1972) abgedeckt. Es stellte sich aber sehr bald heraus, daß diese Untersuchungen bezüglich des stratigraphischen Aufbaus und der Vorstellungen zur fluviatilen Dynamik erweiterungsfähig und teilweise revisionsbedürftig waren.

3.1. Terrassenstratigraphie

Sowohl im Mittel- als auch im Unterlauf konnte die gleiche Anzahl an Schotterkörpern und Terrassen nachgewiesen werden (Tab. 1): Neben der hochglazialen NT 1 umfassen die jungquartären Ablagerungen die spätglazialen NT 2 und NT 3 sowie die holozänen H 1 bis H 7. Durch radiometrisch (^{14}C -Alter) und dendrochronologisch datierte Hölzer, Deckschichten, anthropogenes Fundgut u.a läßt sich die Zeit ihrer Entstehung eingrenzen und ihre zeitliche Korrelation in beiden Gebieten belegen. Die Anzahl der Datierungen reicht jedoch in den meisten Fällen nicht aus, um Anfang und Ende der Umlagerung eines Terrassenschotterers exakt anzugeben (SCHELLMANN 1993: 256 f.; FELDMANN 1994). Dies ist nur für die beiden jüngsten Terrassenschotter möglich, da sie mittels Keramik und historischer Quellen (Karten, Siedlungsgeschichte u.a.) zu datieren sind. Bei den älteren Ablagerungen deutet sich aber - auch wenn nur punktuelle Datierungen vorliegen - ebenfalls eine weitgehende Synchronität an, die teilweise auch pedostratigraphisch zu belegen ist. Als Ursache und Steuerungsmechanismus dieser Perioden verstärkter Umlagerungen können damit primäre klimatische Oszillationen angesehen werden (SCHIRMER 1988: 32; SCHELLMANN 1993; FELDMANN 1994).

Innerhalb der jungquartären Flußgeschichte der Isar gab es mehrere Umbrüche im Abflußverhalten. Der erste große flußdynamische Umbruch ist jener vom eiszeitlich verflochtenen (braided river) zum mäandrierenden Fluß. Das Schichtungsbild, das beide

3.2. Das Abflußverhalten im Zeitraum vom Hochglazial bis zum Holozän

Innerhalb der jungquartären Flußgeschichte der Isar gab es mehrere Umbrüche im Abflußverhalten. Der erste große flußdynamische Umbruch ist jener vom eiszeitlich verflochtenen (braided river) zum mäandrierenden Fluß. Das Schichtungsbild, das beide

Tab. 1: Stratigraphische Tabelle der jungquartären Flußablagerungen an der mittleren und unteren Isar

^{14}C -Jahre vor heute	FIRAS-Zonen	Klimaperioden (Zonengrenzen nach KLEINMANN 1992)	Mittlere Isar zwischen München und Freising	Untere Isar zwischen Landshut und der Mündung
1	X	Subatlantikum	H7 H6	H7 H6
2	IV		H5 H4	H5 H4
3	VIII	Subboreal	H3	H3
4	VII		H2	H2
5	VI	Atlantikum	H1	H1
6	V	Boreal		
7	IV	Präboreal		
8	III	Jüngere Dryas	NT 3	NT 3
9	II	Alleröd		
10	Ic	Ältere Dryas		
11	Ib	Bölling		
12	Ia	Älteste Dryas	NT 2	NT 2
13				
14				
15				
16				
17				
18				
19		Maximalausdehnung der Gletscher	NT 1	NT 1
20				

Flußsysteme hinterlassen, ist grundsätzlich verschieden. Der eiszeitliche Fluß durchfließt in zahlreichen Armen das Tal und lagert hier Schotter um. Dieses geschieht vor allem während der Tauperiode im Frühjahr, wenn das gesamte Flußtal überschwemmt ist. Der umgelagerte und - bei Rückgang des Wasserspiegels - flächenhaft abgelagerte Schotter wird dabei im Vorfeld der Moränen als fluvioglazialer Schotter bereitgestellt, im Periglazialgebiet durch Solifluktion von den nahezu vegetationslosen Hängen und Flußufern. Dieses ist schon von SOERGEL (1921) und BÜDEL (1944) beschrieben worden. Durch die überwiegend flächenhafte Aufhöhungstendenz des Flußbettes kommt es zu einem horizontalen Sedimentaufbau, was sich in der vertikalen und schwachen Trogschichtung der Flußbettsedimente zeigt, ein Schichtungsbild, das von SCHIRMER (1981: 198) als V-Schotter (Vertikal-Schotter) bezeichnet wurde. Im Gegensatz dazu weist der mäandrierende Fluß

einen Hauptstromstrich mit einzelnen Nebenarmen auf, bei dem die Erosion am Prallhang, die Akkumulation am Gleithang erfolgt. Dieses führt zu einer grobbogigen Schrägschichtung, von SCHIRMER (1981: 198) als L-Schotter (Lateral-Schotter) bezeichnet. Anhand der Schichtung eines Schotterkörpers ist somit der Flußtyp während seiner Ablagerung und damit auch der Umbruch vom verwilderten braided river zum mäandrierenden Fluß ablesbar.

Im Bereich der Münchener Ebene ist die NT 1 nachweislich von einem verwilderten Flußsystem geschüttet worden, das seinen Ursprung in zahlreichen Gletschertoren des Isar-Loisach-Gletschers hatte. Die NT 1 kann also im weitesten Sinn nicht als Isarterrasse bezeichnet werden, vielmehr wurzelt sie an den Jungendmoränen und bildet im weiteren Verlauf den Rahmen der Isarterrasse. Im Unterlauf wird die NT 1 ebenfalls von einem V-Schotter aufgebaut und bildet hier eine flußbegleitende Terrasse, die aber im schmalen Kastental unterhalb von Landshut über weite Strecken nachträglich ausgeräumt wurde. Sie beschränkt sich heute auf den nördlichen Bereich des Engtales, war aber ursprünglich im ganzen Talboden verbreitet.

Die NT 2 tritt erstmals an der südlichen Stadtgrenze von München als schmale Terrasse auf und nimmt dann nach Norden bis zum Eintritt in das Engtal einen zunehmend breiter werdenden Raum ein. Im Kastental unterhalb von Landshut ist sie dann wieder als schmale Terrassenleiste im nördlichen Talbereich erhalten. Sie ist hier ebenfalls von einem braided river geschüttet worden. Dieses ist auch für die mittlere Isar anzunehmen, wie es andeutungsweise in der großen Kiesgrube bei Lohhof zu beobachten ist und worauf die fehlende Nahrinne und die nicht mäandergeformte Grenze zur NT 1 sowie das Fehlen von Aurinnen hindeutet. Das Alter der NT 2 läßt sich mit Hilfe des ehemaligen Wolfratshausener Sees auf die Älteste Dryaszeit datieren. Sie wurde aufgrund ihrer Höhenlage während des Seeauslaufs gebildet, der erst begann, als das Alpenvorland eisfrei war (SCHUMACHER 1981). Dieses wiederum läßt sich auf die Wende vom Hoch- zum Spätglazial datieren (BLUDAU & FELDMANN 1994). Im Bölling war der See nach OLLI-VESALAINEN et al. (1983) bereits soweit entleert, daß der Seespiegel unterhalb der Ansatzhöhe der NT 2 lag. Damit ist die Ursache für die Aktivierung der Isar in der ersten Wiedererwärmung am Beginn des Spätglazials zu suchen. Durch die beginnende Auflösung des Permafrostbodens sowie das Abschmelzen großer Toteismassen im ehemals vergletscherten Gebiet (FELDMANN 1992, BLUDAU &

FELDMANN 1994) kommt es zu einem Überangebot an Wasser, worauf der Fluß mit einer flächenhaften Umlagerung reagiert. Gleichzeitig ist aber auch noch mit einer kaltzeitlichen Morphodynamik zu rechnen, die zusammen mit der anfangs schütterten Pionierv egetation (WELTEN 1982, KLEINMANN 1992) zum Typ des braided rivers führte.

Die Aufschüttung der NT 3 beginnt nach ^{14}C -Daten subfossiler Baumstämme im Alleröd, die große Masse des Schotterterrasse wurde aber nach sedimentologischen, pollenanalytischen und malakologischen Befunden erst in der Jüngerer Dryaszeit abgelagert (FELDMANN et al. 1991), als letztmals kaltzeitliche Bedingungen geherrscht haben (JERZ 1993: 61, 94). Nach Isotopenuntersuchungen an Ostracoden lag die Jahresdurchschnittstemperatur im Bereich des Ammersees um 0°C (v. GRAFENSTEIN et al. 1992). Die NT 3 beginnt bei der Münchener Altstadt als schmale Terrassenleiste und nimmt nach Norden rasch an Breite zu, so daß sie dort den größten Raum aller Terrassen einnimmt. Dieses setzt sich im Engtal fort, wo die NT 3 teilweise noch heute über die halbe Talbreite einnimmt und nur zur Mündung hin im Holozän großflächig ausgeräumt wurde. Der Schotterkörper der NT 3 weist im Bereich der Münchener Ebene eine grobbogige Schrägschichtung auf, wie sie in zahlreichen großen Baugruben beobachtet werden konnte (FELDMANN 1990: 198; et al. 1991). Er wurde nachweislich von einem mäandrierenden Fluß aufgeschüttet. Im unteren Isartal ist die NT 3 nach morphologischen Gesichtspunkten überwiegend von einem stark verzweigten Isarlauf aufgeschottert worden (SCHELLMANN 1990: 24) und sollte daher horizontal geschichtet sein. Die frühpostglaziale H 1 besitzt dagegen einen L-Schotter.

Der große flußdynamische Umbruch vom braided river zum mäandrierenden Fluß erfolgte damit entlang der Isar zu unterschiedlichen Zeiten: Im Bereich der Münchener Ebene zwischen der NT 2 und NT 3, also im Spätglazial, an der unteren Isar wahrscheinlich nur für kurze Zeit ebenfalls erstmalig am Übergang von der NT 2 zur NT 3 im Bölling/Alleröd-Interstadial (s.u.), endgültig jedoch nach Aufschotterung der NT3 am Übergang vom Spät- zum Postglazial. Die Ursache für diese zeitliche Differenz kann eine Folge der unterschiedlichen Talformen und Talgefälle sein: Nördlich von München durchfließt die Isar eine weite Ebene, auf der sie sich frei bewegen kann. Der spätglaziale NT3-Talboden besitzt hier mit 2,6 ‰ ein relativ hohes Gefälle. Talaufwärts nimmt nicht nur sein Gefälle zu, dort ist die Isar bis München zudem auf ein sehr schmales Tal be-

schränkt, bedingt durch den kerbtalartigen Einschnitt im Bereich der Endmoränen. Dadurch bildete sie dort festgelegte Mäander, die dann bei zwar abnehmendem, aber immer noch hohem Gefälle im Norden in freie Mäander übergingen. Da bis zur Amper-mündung bedeutendere Zuflüsse und damit Sedi-menteinträge aus dem Niederbayerischen Hüg-gel-land fehlen, reichte in dieser Zeit das Transportver-mögen der Isar aus, um zu mäandrieren und nicht zu verwildern. Diese freien Mäander müssen im Norden der Ebene rasch ihren Lauf verlagert haben, so daß die NT 3 hier eine sehr breite Fläche einnimmt. Ur-sache kann die offene Auenv egetation zu jener Zeit gewesen sein, wie sie von SCHIRMER, U. & GEIS-SERT (in FELDMANN et al. 1991) und SCHELLMANN (1990: 29) beschrieben wird, wodurch die Erosion leichter angreifen konnte.

Talabwärts nimmt das NT3-Talbodengefälle wei-ter auf ca. 1‰ im unteren Isartal ab und damit auch das Transportvermögen der Isar. Unter den Kaltkli-mabedingungen der Jüngerer Dryas ist zudem davon auszugehen, daß in dem relativ schmalen Kastental der unteren Isar von den Seitenbächen und wahr-scheinlich auch durch Solifluktion direkt von den Hängen wesentlich mehr Sedimente der NT3-Isar zugeführt wurden. Beide Faktoren, die Abnahme des Transportvermögens aufgrund des verringerten Ge-fälles und die stark erhöhte Sedimentzufuhr von den nahen Talhängen, führten dort in der Jüngerer Dryas wahrscheinlich zu einer Schuttüberlastung der NT3-Isar mit der Folge einer starken Flußbettverwilde-rung und Sohlenaufhöhung. Erst mit der Ausbreitung einer geschlossenen Waldvegetation zu Beginn des Holozäns wurde die Isar dann auch dort auf einen Hauptstromstrich festgelegt.

Auch im Alleröd existierte im Isartal bereits eine dichtere Waldvegetation mit Kiefern-Birkenwälder, so daß der Sedimenteintrag von den Talrändern und von den Flußufern erstmalig deutlich nachließ. An Stelle des frachtüberladenen verwilderten Flußlaufes stellte sich wahrscheinlich auch im unteren Isartal, trotz des im Vergleich zur Münchener Ebene gerin-geren Talgefälles, in dieser Zeit ein stärker mäan-drierender Isarlauf ein. Denn von der NT3-Isar ero-dierte und begrabene allerödzeitliche Baumstämme liegen heute an der Basis der spätglazialen und holo-zänen Talfüllung in tiefreichenden Kolken der tertiä-ren Talsohle auf (SCHELLMANN et al. in diesem Band). Damit ist belegt, daß nach Aufschotterung der präböllingzeitlichen NT2 die Isar bis zum frühen Alleröd ihre Flußbettsohle stark eingetieft hatte. Im unteren Isartal besaß sie in dieser Zeit eine Tiefenla-

ge wie dann erst wieder im Holozän. Eine derartige Tieferlegung der Flußbettsohle ist jedoch nur bei konzentriertem Abfluß auf ein oder wenige Flußarme vorstellbar, also in einem überwiegend mäandrierenden Flußlauf. Daher ist davon auszugehen, daß im Alleröd die Isar von München bis zur Mündung einen überwiegend mäandrierenden Flußlauf besaß.

Der entscheidende Einschnitt in der Entwicklung der Talauen, der Umbruch vom eiszeitlich verwilderten zum mäandrierenden Fluß ist somit keine festliegende Zeitmarke, sondern von lokalen und regionalen Faktoren abhängig. Hierauf weist schon SCHIRMER (1983: 39) hin, indem er feststellt, daß dieser Umbruch an mitteleuropäischen Flüssen zu verschiedenen Zeiten vom Ende des Hochglazials bis

zum frühen Holozän stattfindet und daher "örtliche Bedingungen (Abfluß, Materialzufuhr, Vegetation)" verantwortlich sind. Dieser Umbruch hat sich aber nicht nur an verschiedenen Flüssen zu unterschiedlichen Zeiten ereignet, sondern auch entlang eines Flußlaufes, hier der Isar.

3.3. Der innerholozäne Umbruch im Abflußverhalten

Ein weiterer, markanter Umbruch in der fluvialen Dynamik erfolgte innerhalb des Holozäns mit der Aufschüttung der römischerzeitlichen H 4. Die aktive Talau, d.h. der Raum, in dem die Isar Schotter umlagerte, konzentrierte sich auf ein relativ schmales, flußbegleitendes Gebiet, das von München bis

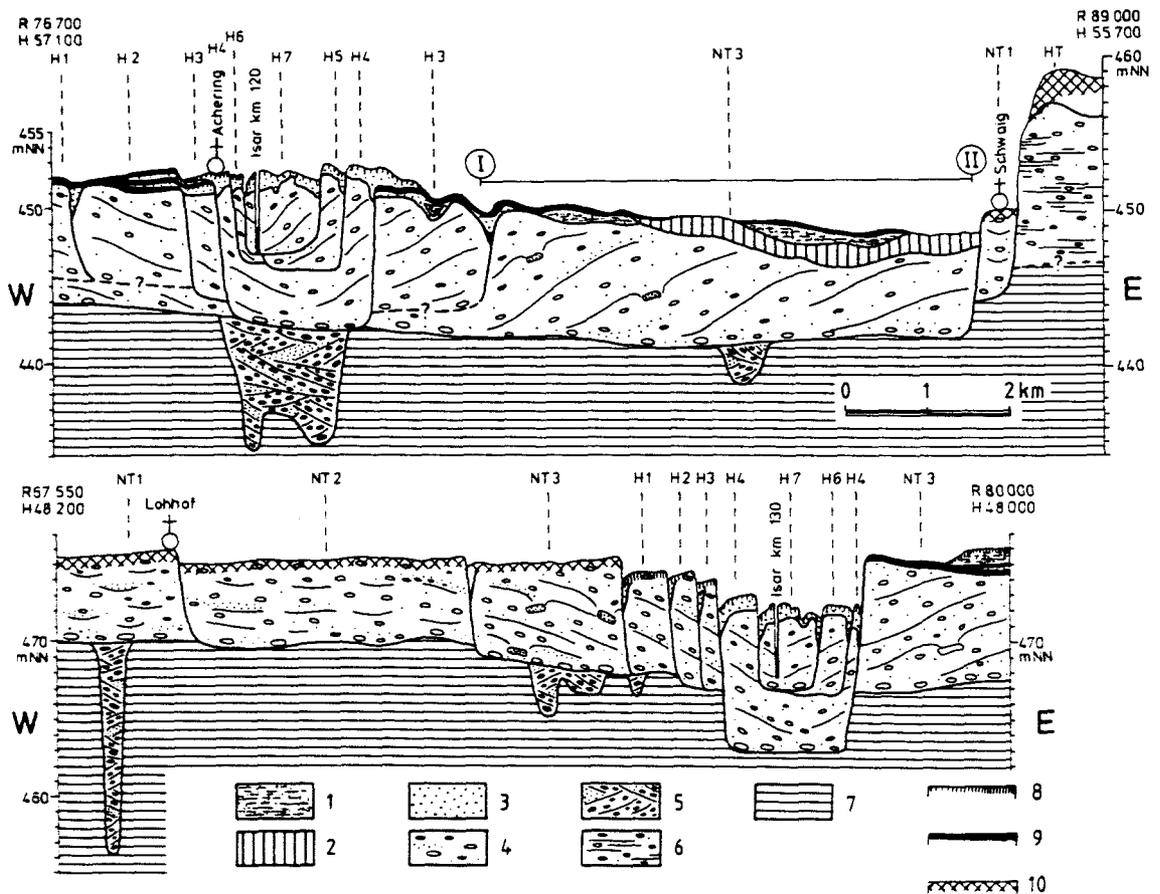


Abb. 2: Terrassenprofile an der mittleren Isar zwischen München und Freising (Mächtigkeiten nach Bohrungen, Aufschlüssen und der Tiefe datierter Funde).

oben: im nördlichen Bereich zwischen Pulling und Schwaig;

unten: im südlichen Bereich in Höhe von Lohhof

Zeichenerklärung: 1: Alm (Wiesenkalk), 2: Niedermoortorf, 3: Auenmergel, 4: jungquartärer Schotter,

5: prähochglazialer Würmschotter (Rinnenfüllungen), 6: Nagelfluh, 7: Tertiär (Miozän),

8: (verbraunte) Pararendzinen, 9: Auenfeuchtschwarzerde/Anmoor, 10: Parabraunerde;

I bzw. II: Deckschichten nach VIDAL et al. (1966: Beil. 2, Profil III)

zur Mündung auf 1,5 bis 2 km Breite beschränkt war. Die alt- und mittelholozänen H 1 bis H 3-Terrassen nehmen dagegen auf der Ebene einen nach Norden an Breite zunehmenden Raum ein und greifen im Unterlauf in weiten Mäandern in die NT 3 hinein. Ab der Römerzeit kommt es also zu einer zunehmenden Streckung des Isarlaufes, eine Tendenz, die sich bei den jüngeren Terrassen fortsetzt - so hat die H 7 selten eine Breite von über 1 km.

Damit verbunden ist teilweise eine markante Tiefenerosion bei Anlage der H 4, die nördlich von München zu einer deutlichen Tieferlegung der Basis sowie Erniedrigung der Oberfläche führt, so daß die H 4 den mächtigsten Schotterkörper aller Terrassen aufweist (Abb. 2). Im Norden der Ebene führt diese Schottermächtigkeit bei nur geringer Tiefenerosion zu einer Überhöhung der Flußbettfazies gegenüber den älteren Terrassen, so daß das Gelände im Terrassenquerschnitt flußwärts um einige Meter ansteigt. Rein morphologisch betrachtet ergibt sich das Bild von Schwemmkegeln, eine Betrachtungsweise, die TROLL (1926) zu seiner Fluvioglazialen Serie geführt hat. An der unteren Isar ist über das Basisverhalten der einzelnen Terrassenschotter relativ wenig bekannt. Die Streckung des Flußlaufes sowie die um 1 m tiefere Oberfläche der tieferen Auenterrassen (H 4 bis H 7) gegenüber den höheren Auenterrassen (NT 3 bis H 3) belegen aber auch den innerholozänen Umbruch (SCHELLMANN 1990: 16, 1993: 244).

Ursache dieses Umbruches ist eine gesteigerte Hochfluttätigkeit bzw. ein gesteigerter Abfluß, die beide zur Erhöhung der Sedimentumlagerung führten. Beides steht mit der zunehmenden Rodung sowohl der Hänge als auch der Flußbaue in Zusammenhang, die im Gebiet der Isar mit der Römerzeit begann. Dadurch kam es zu einem rascheren Abfluß von Regen- und Schneeschmelzwasser sowie zu einer Beschleunigung des Hochwasserabflusses, da die bremsende Wirkung des Auwaldes nicht mehr gegeben war. Die Folge war eine Tieferlegung des Flußbettes, d.h. eine Tiefenerosion, wie sie vergleichbar nach der Begradigung der Isar im letzten Jahrhundert eingetreten ist. Letzteres hat zu einer Eintiefung zwischen 4 und 8 m innerhalb von 50 Jahren geführt (HEINDEL 1936: 50 f.). Mit dieser Einschneidung ist auch eine entsprechend mächtige Anlandung verbunden, da die Umlagerung und Sedimentation im Flußbett bzw. am Gleithang erfolgt, wenn der Fluß Hochwasser führt und über seine Ufer tritt. Welchen Einfluß die mit der Rodung einhergehende Vermehrung der Schwebfracht auf die Erosion und damit auf die Umlagerung hat, ist schwer

abzuschätzen. Sicherlich stehen die Schwebstoffe als Erosionswaffen am Anfang der "gradierten Erosion", die Hauptarbeit wird aber durch die bei Hochwasser veränderte turbulente Strömung und erhöhte Fließgeschwindigkeit erbracht (CATT 1992: 73).

Die Rodung hat auf jeden Fall auch zu einer Vermehrung des Hochflutsediments (Auelehm) geführt, wobei dieses aber nicht nur rodungsbedingt entstanden ist (SCHIRMER 1991: 154). Seit der eisen-/römerzeitlichen Ausbildung der H 4 greift der Mensch zunächst indirekt und ab dem Mittelalter direkt in das Flußgeschehen ein. Diese anthropogenen Eingriffe wirken sich vor allem modifizierend auf den Baustil der Terrassen aus (SCHELLMANN 1991, 1993), ihre Ursache ist aber weiterhin primär klimatisch (GERLACH 1990). Erst die massiven wasserbaulichen Maßnahmen wie Eindeichungen und Begradigungen im letzten Jahrhundert sowie Staustufen und Hochwasser-Rückhaltebecken in diesem Jahrhundert mit all den bekannten Folgen haben sich auf das fluviatile Kräftespiel ausgewirkt.

4. Die Auedynamik im Spät- und Postglazial

Die fluviatilen Sedimente in der Isaraue lassen sich im Sinne von SCHIRMER (1983: 25-27) in eine Flußbettfazies und eine Auenfazies einteilen. Die Flußbettfazies setzt sich im Idealfall aus einer Basalfazies, die bereits von GRAUL (1962: 183) beschrieben wird, dem Flußschotter, der eine Gradierung von grob unten nach fein oben aufweist, und abschließendem Flußsand zusammen. Sie wird von der Auenfazies aus Auelehm (dem eigentlichen Hochwasser sediment) und dem Auenboden überlagert. Diese Abfolge wird von SCHIRMER (1983: 27) als "Fluviatile Serie" bezeichnet. Die fluviatilen Serien von V- und L-Schotter unterscheiden sich dabei - z.B. weist der V-Schotter als Basalfazies eine Blocklage, der L-Schotter einen selten blockführenden Skelettschotter, also ein matrixarmes korngestütztes Gefüge auf.

Diese fluviatile Serie ist an der Isar nicht so ideal ausgebildet, was möglicherweise mit dem alpin (nival) gesteuerten Abflußregime zusammenhängt. Zunächst beginnt an der Isar auch der L-Schotter in der Regel mit einer relativ matrixreichen Blocklage, wie in den Profilen Wörth für die H 6 und Garching für die NT 3 exemplarisch gezeigt wurde (SCHELLMANN 1990: 45; FELDMANN 1990: 201). Häufig ist auch keine oder nur eine ganz schwache Gradierung zu finden, vielmehr treten lagenweise sowohl Blocklagen als auch Skelettschotterpartien bis zum Top der

Flußbettfazies auf. Auensande treten dagegen stark zurück. Trotz dieser Abweichungen ist die Fluviale Serie aber auch an der Isar ein Instrument, um gestapelte Schotterkörper unterschiedlichen Alters zu trennen.

Den Abschluß der fluvialen Serie bildet das Auensediment. Es wird aus dem Schweb bei Hochwasser auf der Aue abgesetzt, wie es schon von BÜDEL (1944: 508) und REICHEL (1953: 248) beschrieben wird. Nach SCHIRMER (1991: 154) ist der Auelehm "genetischer Bestandteil jeder Aufschotterungsphase", der sich natürlich nicht auf den Schotterkörper beschränkt, dem er zeitlich angehört, sondern auch in der angrenzenden Talau abgelagert wurde. So kann es zur Überlagerung mehrerer Auelehmdecken übereinander kommen.

4.1. Die Auensedimente

Der Auelehm an der Isar ist extrem karbonathaltig (60 bis 70%, im Extremfall bis 85%) und daher als Auenmergel anzusprechen. Dieser hohe Karbonatgehalt erklärt sich aus dem Einzugsgebiet der Isar (Nördliche Kalkalpen) und dem daraus resultierenden quartären Karbonatschottern des Alpenvorlandes. Der Anteil der Karbonatgerölle liegt in den hoch- und spätglazialen Terrassenschottern an der Isar zwischen 80 und 74% (DREESBACH 1985: 164; FELDMANN 1991b: 33). Der Ursprung des Auenmergels ist in Feinsedimenten zu suchen, die bei der Umlagerung aus den Schottern ausgewaschen werden, in dem Abrieb, der beim Transport der Gerölle entsteht (JERZ in FETZER et al. 1986: 30) sowie in den durch Hangerosion bereitgestellten Feinsedimenten. Ein gewisser Anteil wird auch primär aus dem Gebirge geliefert. Dieses Hochwassersediment ist verstärkt und flächendeckend ab der H 4 auf allen jung-holozänen Terrassenflächen verbreitet, womit sich der innerholozäne Umbruch auch bei den Deckschichten deutlich zeigt. Die Auenmergel sind aber weder räumlich noch zeitlich auf die jung-holozänen Flächen beschränkt. Auch auf allen älteren Holozän-terrassen finden sie sich und lassen sich stratigraphisch den einzelnen Umlagerungsperioden zuordnen. Das relative Alter geht unter anderem aus den Böden hervor.

Im Süden zwischen München und Garching sind die Flächen bis einschließlich zur H 3 frei von Auenmergel, hier reicht das Flußbettsediment (Schotter) regelmäßig bis an die Oberfläche. Möglicherweise war hier ursprünglich auch eine geringmä-

tige Deckschicht vorhanden, die dann aber infolge der landwirtschaftlichen Nutzung - die gesamte Fläche ist gerodet und wird außerhalb der Bebauung als Acker genutzt - in den Ap-Horizont eingearbeitet wurde. Sowohl im Nordteil der Ebene als auch im unteren Isartal ist dann die NT 3 die erste Fläche, die eine geringmächtige Auenmergeldecke trägt. Auf der Ebene wurde sie an verschiedenen Stellen in Sondierungen unter jüngeren Ablagerungen nachgewiesen und erreicht hier maximal 30 cm Mächtigkeit, im Engtal nach Aufschlüssen 30 bis 60 cm. Sie läßt sich am Unterlauf ins Präboreal/Boreal datieren (SCHELLMANN 1990: 28) und steht hier mit der Anlage der H 1 in Zusammenhang. Auenmergelablagerungen sind damit an der Isar scheinbar an einen mäandrierenden Fluß gebunden und ab der Zeit entstanden, als sich der verzweigte Fluß in einen mäandrierenden umwandelte. Dieses ist aus der Aufschüttungsdynamik auch zu erwarten. Der braided river lagert bei Hochwasser im ganzen Tal Schotter und Sande ab, es gibt in dem Sinne also keine Aue. Der mäandrierende Fluß lagert seine Fracht am Gleithang ab, während er bei Hochwasser ausufernd und in den angrenzenden Auenflächen die mitgeführte Schwebfracht sedimentiert.

Zur H 1, H 2 und H 3 gehört jeweils eine eigene Auenmergelablagerung, die im Engtal auf der H 1 eine durchschnittliche Mächtigkeit von 40-60 cm, auf der H 2 von 25-45 cm und auf der H 3 von 25 cm erreicht, wobei häufig der Schotter außerhalb von Rinnen bis an die Oberfläche reicht. An der mittleren Isar ist allgemein eine Zunahme der Mächtigkeit von Süden nach Norden festzustellen: Auf der H 1 in Rinnenpositionen bis 40 cm, auf der H 2 teilweise flächendeckend bis 40 cm, auf der H 3 50 bis 60 cm, in Rinnen bis 150 cm. Auf der Ebene muß damit ein nach Norden zunehmend breiteres Gebiet in die Aue mit einbezogen worden sein. Weite Teile des Talbodens wurden dann zur Römerzeit mit Anlage der H 4 der aktiven Aue entzogen und nur noch bei extremen Hochwässern überflutet. Ursache hierfür ist die Tiefenerosion bzw. das tiefere Oberflächenniveau der tieferen Auenterrassen. Daher konzentriert sich der jeweilige Auenmergel der jung-holozänen Umlagerungsperioden auf diese Flächen. Eine Ausnahme bildet der nördliche Teil der Münchener Ebene, wo jüngere Auelehme weit auf die H 3 übergreifen und den für sie typischen Boden fossilisieren (Abb. 3).

Innerhalb der Deckschichten lassen sich häufig fossile Humushorizonte finden, sie sind also mehrgliedrig und zu unterschiedlichen Zeiten entstanden.

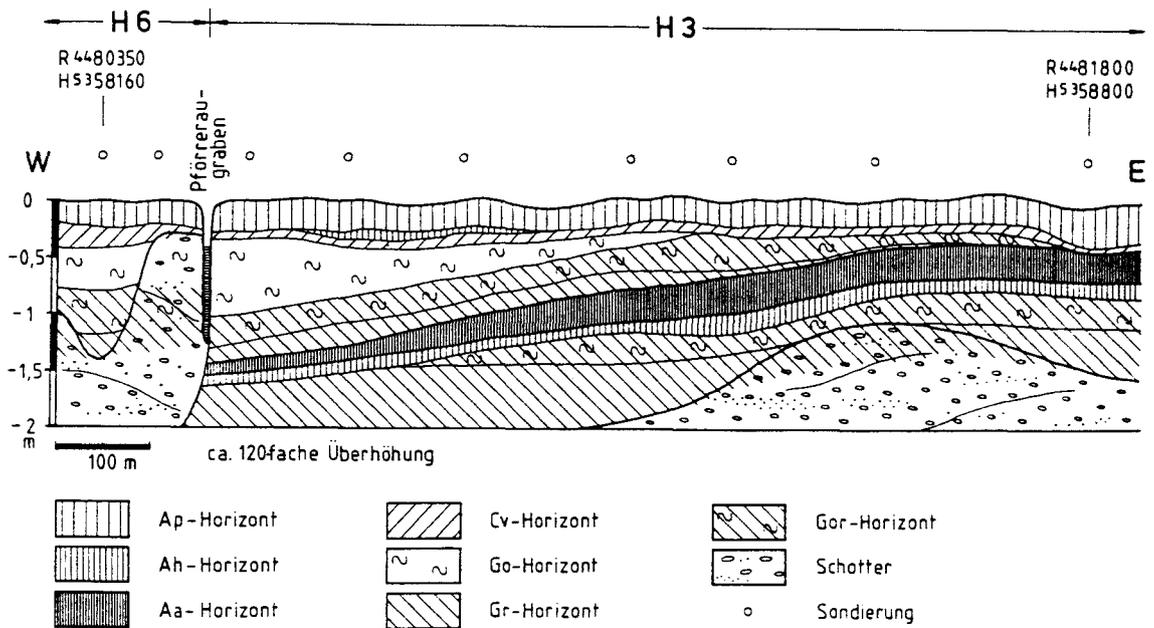


Abb. 3: Deckschichten und Auenböden an der Grenze H 3 zur H 6 bei Attaching südlich von Freising

So finden sich zum Beispiel in einem Profil bei Achering (südlich von Pulling), das die Grenze der H 2 zur H 3 quert, im Bereich der H 2 unter dem rezenten Humus zwei fossile Ah-Horizonte, im Bereich der H 3 nur ein fossiler Ah-Horizont (FELDMANN 1990: 351, Abb. 79). Diese Abfolge zeigt deutlich, daß die Hochwassersedimente den einzelnen Umlagerungsperioden zugeordnet und dort relativ datiert werden können. Die fossilen Böden zeigen zudem, daß zwischen der Ablagerung der einzelnen Auenmergeldecken längere Ruheperioden geherrscht haben müssen, in denen es zu keiner oder nur zu einer stark eingeschränkten Sedimentation gekommen ist, so daß sich die teils intensiven Humushorizonte bilden konnten.

Mit den Deckschichten einschließlich der Böden ist schließlich selbst bei einer nivellierenden Auenmergeldecke, die die morphologisch ohnehin geringen Niveauunterschiede vollkommen verdecken kann, eine Trennung der verschiedenen Terrassen möglich. Diese Situation ist zum Beispiel zwischen Hallbergmoos und Freising zwischen der H 3 und den hier vorgelagerten H 4 und H 6 gegeben (Abb. 3). Der letztmals auf der H 3 verbreitete schwarze Boden (s.u.) taucht hier unter jüngeren Auenmergeln ab, bis er schließlich vom jüngeren Flußbettsediment abgeschnitten wird. Der H 6-Schotter und der H 3-Auenmergel werden abschließend vom H 6-Auenmergel bedeckt.

Auenmergel- und Auelehmschichten können also in Verbindung mit den Auenböden hervorragend zur Differenzierung der Talauen genutzt werden. Sie dürfen aber nicht isoliert ohne den sie unterlagernden Schotter betrachtet werden, da dieses zu Fehldatierungen und -deutungen führen kann. Die Beschränkung der fluviatilen Formung auf den Auelehm, wie es in manchen auch jüngeren Arbeiten geschieht, verfälscht das Bild der jungquartären Talgeschichte, da die Auelehme weit über den jeweiligen Umlagerungsraum des Flusses hinausgreifen und allein die Hochflutdynamik dokumentieren.

4.2 Die Auenböden

Die Auenböden sind ein hervorragendes stratigraphisches Hilfsmittel für die Untergliederung der Aue, da sie bei gleichen äußeren Bedingungen (gleiches Substrat, Auenstandort) als Funktion der Zeit anzusehen sind: Je jünger das Sediment ist, umso geringer ist der Auenboden entwickelt. Dieses pedologisch-stratigraphische Prinzip wurde bereits von BRUNACKER (1959a, 1960) für die Gliederung der Isarablagerungen genutzt, dann auch von DIEZ (1968) am Lech und von SCHIRMER (1983, 1991) am Main. Entsprechende Untersuchungen liegen u.a. auch vom Oberrhein (STRIEDTER 1988) und von dem hier vorgestellten Raum der Isar vor (FELDMANN 1990, 1994; Schellmann 1988, 1990).

Die Bodenentwicklung an der Isar wird ganz entscheidend vom Karbonatgehalt des Ausgangsgesteins bestimmt. Im terrestrischen Bereich der Münchener Ebene tritt eine Auenbodenreihe Parabraunerde - verbrauchte Pararendzina - Pararendzina/Auenrohboden auf (Abb. 4). Die Parabraunerden sind auf die Niederterrassenflächen beschränkt. Sie besitzen einen rotbraunen bis braunroten Bt-Horizont und werden in der Literatur daher auch als "rubefizierte Parabraunerden" bezeichnet (SCHELLMANN 1988: 182 ff.). Der Unterschied zwischen den einzelnen Flächen liegt in der Entwicklungstiefe und der Intensität und Mächtigkeit des Bt-Horizontes. Auf der NT 3 konnte zudem kein

ungestörtes Profil aufgenommen werden, da die gesamte Fläche landwirtschaftlich genutzt wird. Auf den holozänen Flächen sind Auen-Pararendzinen verbreitet, die in der Regel unter dem Ah-Horizont einen Verbraunungshorizont besitzen. Dieser ist stark bis extrem karbonathaltig und wird daher als Cv-Horizont angesprochen. Lediglich auf der H 7 ist kein Cv-Horizont ausgebildet. Die Mächtigkeit dieses Horizontes nimmt mit dem Alter ab (Abb. 4). Ebenso zeigt sich eine Abnahme der Verwitterungsintensität in der Farbe des Cv-Horizontes. Die H 1 ist zudem die jüngste Terrasse, auf der sich ein Karbonatanreicherungs-Horizont (Cc) gebildet hat. Das abnehmende Alter der Böden ist auch an einem ab-

Tab. 2: Pedologische Parameter der Auenböden an der mittleren Isar

Terrasse	Boden A: in Auenmergel S: in Schotter	Karbonatgehalt (Gew%) im Ah-Horizont	Anteil am Karbonatgehalt im frischen Ausgangsgestein	Farbe des Cv- bzw. B- Horizontes
H 7	schwach entwickelte Pararendzina A S	53-65% 37%	78-90% 57%	--
H 6	sehr schwach bis schwach verbrauchte Pararendzina A	51-59%	74-90%	graugelb bis braungelb
H 5	schwach verbrauchte Pararendzina A	53%	80%	graugelb bis braungelb
H 4	schwach verbrauchte Pararendzina A	47-60%	66-87%	graubraun
H 3	verbrauchte Pararendzina Feuchtschwarzerde A S A	49-51% 47-50% 10-11%	67-70% 71-76% 12-14%	graubraun graubraun --
II 2	verbrauchte und verlehnte Pararendzina Feuchtschwarzerde A A S	30% 20% 3,5-17%	49% 33% 5-23%	dunkelbraun -- --
H 1	stark verbrauchte und verlehnte Pararendzina Feuchtschwarzerde A S	23% 0,8%	38% 1,2%	grau- dunkelbraun --
NT 3	Parabraunerde S	(13%)*	(19-21%)	rötlichbraun
NT 2	Parabraunerde S	0% (bis 30cm)	0%	rotbraun
NT 1	Parabraunerde S	0% (60-120 cm)	0%	braun bis braunrot

* Karbonatgehalt sekundär durch Pflügen

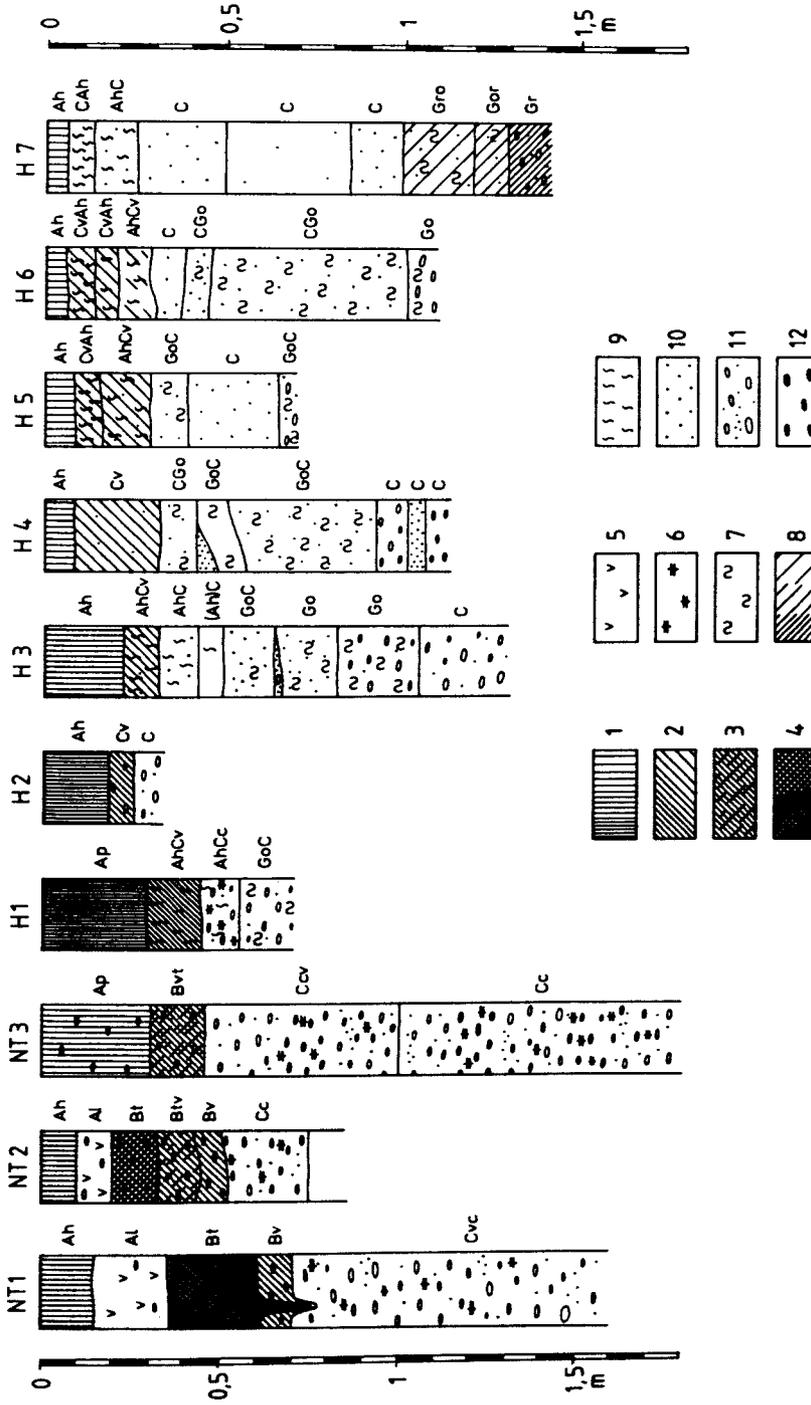


Abb. 4: Pedostratigraphie der maximalen Bodenentwicklung auf den Terrassen der mittleren Isar
Zeichenerklärung: 1: Ah-Horizont, 2: Cv- oder Bv-Horizont, 3: Btv-Horizont, 4: Bt-Horizont, 5: Al-Horizont, 6: Cc-Horizont, 7: Go-Horizont, 8: Gr-Horizont, 9: Bioturbationen (meistens Regenwurmgänge), 10: Sandgehalt, 11: sandiger Schotter, 12: matrixarmer Schotter; (1, 2, 4, 8: mit unterschiedlicher Stärke)

nehmenden Humusgehalt im Ah-Horizont zu erkennen, der sich in zunehmend helleren Grautönen zeigt. Gleichzeitig besitzt er steigende Karbonatgehalte. Die wichtigsten pedologischen Parameter sind in Tab. 2 zusammengefaßt. Die pedologischen Unterschiede bei den jungholozänen Flächen (H 4 bis H 7) sind nur gering, was mit der geringen Zeitdifferenz und der laufenden Frischsedimentzufuhr erklärt werden kann.

Im unteren Isartal besitzen die Böden auf den NT 3- bis H 3-Flächen einen liegenden Schotteranwitterungshorizont, der mit abnehmendem Alter eine geringere Intensität hat (ausführliche Beschreibung bei SCHELLMANN 1990). Im semiterrestrischen Bereich gehen dort die Böden in eine Bodenreihe Auenfeuchtschwarzerde - Anmoor - Niedermoor über. Dieses ist an der mittleren Isar sowohl in einem Süd-Nord-Profil als auch (im Norden) auf vielen Terrassenflächen in einem Profil vom Uferwall zur Nahrinne zu beobachten (vgl. auch BRUNNACKER 1959a: 80). Diese "schwarzen Böden" treten an der mittleren Isar auf den Flächen von der NT 3 bis zur H 3 auf, an der unteren Isar von der NT 3 bis zur H 2. Dabei läßt sich der Beginn der Feuchtschwarzerdebildung auf der NT 3 auf eine Zeit nach der H 1-Ausbildung datieren (SCHELLMANN 1990: 29). Die 4 jungholozänen Terrassenflächen sind frei von schwarzen Böden, im unteren Isartal auch die H 3. Die Bildung dieser Böden muß also zwischen der H 3 und der H 4 bzw. mit Aufschüttung der H 4 beendet gewesen sein. Die Feuchtschwarzerden, die bei zunehmendem Humusgehalt in Anmoore übergehen ("Pechanmoore" nach BRUNNACKER 1959a: 20; 1960: 58), werden in der Literatur auch als "Smönitz" (KUBIENA 1950: 160-161), "Schwarzerde-ähnlicher Auenboden" (AG Bodenkunde 1982: 236) und "Auen-Pseudotschernosem" (SCHIRMER 1983: 20) bezeichnet. Nach KUBIENA (1950: 160) sollen sie aus kalkhaltigen Anmooren durch Grundwasserabsenkung entstanden sein. Sie können aber auch primär entstehen. Die Böden haben einen schwarzen, relativ mächtigen Ah-Horizont (bis 30 cm), der zwischen 5 und 7 % Humus enthält und einen Tongehalt zwischen 30 und 50 Gew.% sowie ein Subpolyeder- bis Polyedergefüge aufweist. Der Karbonatgehalt liegt zwischen 1 und 20 %, auch bei extremen Karbonatwerten im C-Horizont. Der Ah-Horizont geht mit einem Übergangshorizont allmählich in den C- bzw. GoC-Horizont über. Dieser Übergang ist auf Bioturbation durch Regenwürmer und andere Bodenwühler zurückzuführen. Der Boden kommt sowohl auf Schotter als auch auf Auenmergeln vor.

Für die Bildung dieses Bodens muß ein verminderter Abbau der organischen Substanz bei gleichzeitig geringer Anlandung von frischen Sedimenten angenommen werden. Für die Deutung der Bodenbildung ist schließlich eine von BRUNNACKER (1959a: 24) beschriebene Schneckenfauna aus einem Pechanmoor interessant, die auf einen "zeitweilig austrocknenden Wiesenboden" hinweist, der "gelegentlicher Überschwemmung ausgesetzt" war. Damit deutet die Auenfeuchtschwarzerde zunächst auf eine intensive Ruhephase der Hochflutsedimentation in der Aue hin, da es nur hierdurch zur Ansammlung der organischen Substanz kommen kann. Bei regelmäßiger Überflutung würde der Humusgehalt durch Anlandung mineralischer Substanzen relativ verringert. Weiterhin deutet der Boden auf bodenbildende Prozesse hin, wie sie für die typische Schwarzerde bekannt sind: Produktion von Biomasse unter jahreszeitlich ökologisch guten Bedingungen, Durchmischung durch Bodentiere und anschließend gehemmter Abbau der organischen Substanz. Die Ursache hierfür kann bei der Auenfeuchtschwarzerde nur in der Auedynamik liegen, d.h. in einem extrem schwankenden Grundwasserspiegel: Bei hochstehendem Grundwasser wird die biologische Aktivität eingeschränkt, bei tiefstehendem durch gute Nährstoffversorgung gefördert. Bei länger hochstehendem Grundwasser kommt es zur Bildung der Anmoore, bei ständig hohem Stand zur Niedermoorbildung. Die Ruhephasen mit schwankenden Grundwasserständen muß es im Alt- und Mittelholozän gegeben haben, spätestens ab der H 1. Die Bildung der schwarzen Böden wurde jeweils während der Umlagerungsperioden unterbrochen, da frische Sedimente die Humushorizonte abdeckten und die Bodenbildung beendeten. Darauf entstanden dann wieder neue schwarze Humushorizonte. Mit Anlage der H 4 wurde die Bildung der Feuchtschwarzerden ganz beendet. Sie tritt letztmals auf der H 3 auf. Dieses hängt möglicherweise mit der Tieferlegung der Schotterbasis und damit des Grundwasserspiegels sowie der vermehrten Feinsediment-Ablagerung in der Aue zusammen.

Damit gibt es in der Auenbodenlandschaft des Isartales zwei markante Einschnitte: Die Grenze zwischen den Parabraunerden auf den Niederterrassen und den verbrauchten Pararendzinen neben Feuchtschwarzerden auf den älteren holozänen Terrassen (H 1 bis H 3), und die Grenze zwischen den schwarzen Böden und den schwach verbrauchten jungen Pararendzinen zwischen der H 3 und der H 4. Das Alter der Böden läßt sich auf das Holozän festlegen. Auch die Parabraunerden auf den Niederter-

rassen-Flächen sind holozäne Bildungen, wie deren Verbreitung auch auf der NT 3 zeigt. Da das Ende der NT 3-Aufschüttung etwa mit dem Ende des Spätglazials zusammenfällt, kann sich der Boden erst im nachfolgenden Holozän gebildet haben. Die zunehmende Mächtigkeit der Böden auf der NT 2 und NT 1 hängt mit einer Vorverwitterung im Spätglazial zusammen, wie sie bereits von BRUNNACKER (1957: 64) beschrieben wird. Am Ende des Spätglazials dürften auf diesen Flächen flache Pararendzinen, möglicherweise auch schon verbrauchte Pararendzinen verbreitet gewesen sein. Daß sich daraus Parabraunerden gebildet haben, hängt wahrscheinlich mit einem Absinken des Grundwasserspiegels mit Beginn des Holozäns zusammen. Auf den holozänen Flächen hingegen hat der extreme Karbonatgehalt in Verbindung mit der Frischsedimentzufuhr und das hochstehende Grundwasser eine Lessivierung verhindert.

5. Schlußfolgerungen

Vor Ablagerung der hochglazialen NT 1 wurde im Isarengtal ein heute lößbedeckter Terrassenschotter unter kaltzeitlichen Bedingungen aufgeschüttet, der nach pedologischen und lößstratigraphischen Befunden mindestens ins Frühwürm zu datieren ist und als Übergangsterrasse bezeichnet wird (SCHELLMANN 1988: 37 ff., ders. 1993: 239). Diese ist älter als die Rinnenschotter (Abb. 2), die auf der Münchener Ebene ein prähochglaziales Gewässersystem nachzeichnen und ins ausgehende Mittelwürm datiert werden können (FELDMANN 1991b).

Im Hochglazial wurde dann der NT 1-Schotterkörper abgelagert, dessen Hauptmasse während des Maximalstandes des Isar-Loisach-Gletschers geschüttet wurde. Er wurzelt südlich von München an den peripheren Jungendmoränen und ist zunächst als Fluvioglazialschotter anzusprechen, im weiteren Verlauf - spätestens mit Eintritt in das untere Isartal - als Periglazialschotter. Er wurde von einem verwilderten Flußsystem abgelagert, das die ganze Münchener Ebene und die volle Breite des Isarengtales unterhalb von Landshut einnahm. Die Aufschüttung endete auf der Ebene mit dem Abrücken des Gletschers von den äußeren Jungendmoränen.

Mit der ersten Wiedererwärmung zu Beginn des Spätglazials kam es zu einer erneuten Aktivierung der Isar, wodurch im nördlichen Teil der Ebene und im Engtal der größte Teil des NT 1-Schotters aufge-

arbeitet und die NT 2 aufgeschüttet wurde. Dieser Vorgang erfolgte ebenfalls in einem braided river und war im Bölling abgeschlossen.

Bereits im Alleröd hatte sich die Isar in diese NT 2 soweit eingeschnitten, daß sie deren Basis erreichte und streckenweise um mehrere Meter unterschneidet. Dieser Fluß, der im Alleröd und dann verstärkt in der Jüngeren Dryaszeit die NT 3 aufschüttete, war im Bereich der Ebene bereits als mäandrierender Fluß ausgebildet, talabwärts im unteren Isartal im Alleröd wahrscheinlich ein mäandrierender und in der Jüngeren Dryas letztmalig ein verwilderter Isarlauf (braided river). Dieser Unterschied des flußmorphologischen Erscheinungsbildes in der Jüngeren Dryas zwischen Mittel- und Unterlauf der Isar ist vermutlich auf die unterschiedlichen Gefällsverhältnisse und Sedimentzufuhren zurückzuführen.

Die holozäne Flußdynamik ist gekennzeichnet durch mehrere Umlagerungsperioden mit gesteigerten und abgeschwächten Flußlaufverlagerungen, die zur Bildung von mindestens sieben holozänen Einzelterrassen führten. In zwischengeschalteten Ruhephasen der Hochflutaktivitäten kam es auf den älteren Auenflächen zur Bodenbildung zeitweise bis in die extrem überflutungsgefährdeten Aurinnen hinein. Vermutlich durch eine Absenkung des Grundwassers bildeten sich dabei auf den Niederterrassenflächen Parabraunerden. Auf den älteren Holozänterrassen sowie bei entsprechender Tiefenlage der Oberfläche auch auf der NT 3 kam es zur Ausbildung von schwarzen, semiterrestrischen A-C-Böden, die auf jahreszeitlich stark schwankende Grundwasserstände hindeuten. Außerhalb des Grundwasser-Einflusses bildeten sich verbrauchte Pararendzinen und Rendzinen. Mit Anlage der eisen-/römerzeitlichen H 4 ist ein deutlicher innerholozäner Umbruch in der Abfluß- und Auendynamik festzustellen, dessen Ursache sehr wahrscheinlich auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist. Dieser Umbruch zeigt sich in einer Tieferlegung der H 4-Flußbettsohle, einer Streckung des Flußlaufes und einer verstärkten Ablagerung feinklastischer Auensedimente. Hinzu tritt eine Aktivierung der Flußlaufverlagerungen der Isar in zunehmend kürzeren Zeitabschnitten, so daß heute den drei alt- und mittelholozänen vier jungholozäne Terrassen gegenüberstehen. Diese Instabilisierung ist auf die menschliche Rodungstätigkeit und Auwaldzerstörung zurückzuführen, wodurch der Fluß auch bei kleineren Klimaoszillationen mit gesteigerten Flußbettverlagerungen reagiert. Durch erhöhte Bodenerosion im Einzugsgebiet nimmt die Schweb-

fracht zu und wird von den Hochwässern als junge Auenmergeln in den tiefergelegenen Isarauen flächenhaft ausgebreitet.

Eine Besonderheit in der Verbreitung der spät- und postglazialen Terrassen besitzt die nördliche Münchener Ebene. Von der NT 2 bis zur H 3 zeigen dort alle Terrassenflächen eine Verbreiterung nach Norden, wobei der Ansatzpunkt dieser Divergenz mit abnehmendem Alter nach Norden wandert (FELDMANN 1994: Abb. 2). Ursache hierfür könnte zum einen die von SCHAEFER (1968) postulierte Hebungsschwelle bei Landshut sein, die zu einem Rückstau flußaufwärts und zur Bildung einer Ausräumungslandschaft geführt hat, womit SCHAEFER (1968) die flächenhafte Ausbreitung des Münchener Niederterrassenschotter erklärt. Hinzu kommt, daß die Isar dort von der weiten Münchener Ebene in das relativ schmale Kastental der unteren Isar übergeht, was ebenfalls einen Stauereffekt hervorruft, und daß das Gefälle von Süden nach Norden abnimmt. Dieser Stauereffekt im Norden der Münchener Ebene zeigt sich auch in dem zunehmenden Übergreifen jüngerer Auenmergelablagerungen auf ältere Terrassen und dem verstärkten semiterrestrischen Einfluß auf die Bodenentwicklungen. Erst ab der H 4 bewirkt dann der beschriebene innerholozäne Umbruch mit einem gesteigerten Abfluß, einer Tendenz zur Streckung und Begradigung des Flußlaufes eine relativ konstante Breite der jungholozänen Aue.

6. Literatur

- AG BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 3. Aufl.: 331 S., 1 Beil.; Hannover.
- BLUDAU, W. & FELDMANN, L. (1994): Geologische, geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen zum Toteisproblem im Bereich der Osterseen südlich von Seeshaupt (Starnberger See).- *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **44**; Hannover.- [in Druck]
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern.- *Geologica Bavarica*, **34**: 95 S., 2 Beil.; München.
- BRUNNACKER, K. (1959a) mit Beiträgen von HOHENSTATTER, E., SCHMEIDL, H. & VIDAL, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 7636 Freising Süd.- 94 S., 1 Beil.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BRUNNACKER, K. (1959b): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern.- *Geologica Bavarica*, **43**: 74-150 ; München.
- BRUNNACKER, K. (1960) mit Beiträgen von HOFMANN, B., JAHN, H.-C. & LUTZ, J.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 7636 Freising Süd.- 146 S., 2 Beil.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BRUNNACKER, K. (1964) in BRUNNACKER, K., PAULUS, B., BROCKERT, M., HINSCH, W. & VIDAL, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 7736 Ismaning.- 99 S., 3 Beil.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet.- *Geol. Rdsch.*, **34**: 482-519; Stuttgart.
- BÜDEL, J. (1977): Klima-Geomorphologie.- 304 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- CATT, J. A. (1992): Angewandte Quartärgeologie.- 358 S.; Stuttgart (Enke).
- DIEZ, T. (1968): Die würm- und postwürmzeitlichen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildung.- *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 102-128; Öhringen.
- DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers.- Diss. Univ. München: 176 S.; München.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene.- Diss. Univ. Düsseldorf: 355 S., 2 Beil.; Düsseldorf.
- FELDMANN, L. (1991a): Neue Untersuchungen zur "Fluvioglazialen Serie" im Bereich der Münchner Schotterebene.- *Freiburger Geogr. H.*, **33**: 107-119; Freiburg.
- FELDMANN, L. (1991b): Die Entwicklung der Münchener Ebene seit der Rißeiszeit.- *Mitt. Geogr. Ges. München*, **76**: 23-38; München.
- FELDMANN, L. (1992): Ehemalige Ammerseestände im Hoch- und Spätglazial des Würm.- *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **42**: 52-61; Hannover.
- FELDMANN, L. (1994): Die Terrassen der Isar zwischen München und Freising.- *Z. dt. geol. Ges.* **104** (3); Stuttgart.- [in Druck]

- FELDMANN, L., GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1991**: 127-144; Stuttgart.
- FETZER, K. D., GROTTENTHALER, W., HOFMANN, B., JERZ, H., RÜCKERT, G., SCHMIDT, F. & WITTMANN, O. (1986): Standortkundliche Bodenkarte von Bayern 1 : 50.000, München - Augsburg und Umgebung.- Erläuterungen u. Beiheft: 396 + 75 S.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter.- Forsch. dt. Landeskd., **234**: 247 S.; Trier.
- GRAFENSTEIN, U. von, ERLLENKEUSER, H., MÜLLER, J. & KLEINMANN-EISENMANN, A. (1992): Oxygen Isotope Records of Benthic Ostracods in Bavarian Lake Sediments.- Naturwiss., **79**: 145-152; Heidelberg.
- GRAUL, H. (1962): mit einem Beitrag von M. & K. BRUNNACKER: Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 181-196; Öhringen.
- GRAUL, H. (1978): Probleme der Korrelierung der groben Quartärsedimente im nördlichen Alpenvorland.- In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung: 221-234; Wien (Hirt).- [Fink-Festschrift]
- GRAUL, H. & GROSCHOPF, P. (1952): Geologische und morphologische Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm.- Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg, **5**: 3-27; Augsburg.
- 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. Univ. München: 129 S.; München.
- HOFMANN, B. (1973) mit Beiträgen von BADER, K., GANSS, O. & WROBEL, J.-P.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost.- 113 S., 2 Beil.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern.- Geologie von Bayern, **2**: 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- JERZ, H., SCHAUER, T. & SCHEUERMANN, K. (1986): Zur Geologie, Morphologie und Vegetation der Isar im Gebiet der Ascholdingen und Pupplinger Au.- Jb. Ver. Schutz Bergwelt, **51**: 87-151, 2 Beil.; München.
- KLEINMANN, A. (1992): Nachweis spät- und postglazialer Seespiegelschwankungen am Ammersee mittels pollenanalytischer und sedimentologischer Untersuchungen.- Diss. TU München: 139 S., 10 Beil.; München.
- KUBIENA, W. (1950): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.- 388 S., 26 Taf.; Stuttgart (Enke).
- MÜNICHSDORFER, F. (1922): Das geologische Querprofil von München.- Geogn. Jh., **34**: 125-132, 2 Taf.; München.
- 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 Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet: 111-115; München (INQUA).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter.- 3 Bd.: 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- REICHELT, G. (1953): Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland.- Petermanns Mitt., **97**: 245-261; Gotha.
- SCHAEFER, I. (1940): Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz.- Abh. Naturkd. u. Tiergartenver. Schwaben, **2**: 148 S., 2 Beil.; Augsburg.
- SCHAEFER, I. (1968): Münchener Ebene und Isartal.- Mitt. Geogr. Ges. München, **53**: 175-203; München.
- SCHAEFER, I. (1978): Die Gliederung der Münchener Ebene.- Mitt. Geogr. Ges. München, **63**: 37-67, 1 Beil.; München.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg.- Diss. Univ. Düsseldorf: 332 S., 16 Beil.; Düsseldorf.

- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales.- Düsseldorf Geogr. Schr., **29**: 131 S.; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1991): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar- und angrenzenden Donautal.- Freiburger Geogr. H., **33**: 91-105; Freiburg.
- SCHELLMANN, G. (1993): La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallées dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne.- Rev. Géogr. de l'Est, **4**: 235-259; Nancy.
- SCHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (in diesem Band): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar. - Düsseldorf Geogr. Schr., **34**; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1973): The Holocene of the Former Periglacial Areas.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 306-320; Öhringen.
- SCHIRMER, W. (1980) mit Beiträgen von BECKER, B., ERTL, U., HABBE, K. A., HAUSER, G., KAMPMANN, T. & SCHNITZLER, J.: Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse.- 210 S.; Düsseldorf (Abt. Geologie d. Univ.).
- SCHIRMER, W. (1981): Abflußverhalten des Mains im Jungquartär.- Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **41**: 197-208; Köln.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm.- Geol. Jb., **A 71**: 11-43; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1987): Landschaftsgeschichte um Tall Bi'a am syrischen Euphrat.- Mitt Dt. Orient-Ges., **119**: 57-71; Berlin.
- SCHIRMER, W. (1988) mit Beiträgen von SCHIRMER, U., SCHÖNFISCH, G. & WILLMES, H.: Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg.- Führer zur Exkursion H der 24. DEUQUA-Tagung in Würzburg 1988: 39 S.; Würzburg.
- SCHIRMER, W. (1991): Bodensequenzen der Auenterrassen des Maintal.- Bayreuther bodenkdl. Ber., **17**: 153-186; Bayreuth.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial.- Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **58**: 192 S., 4 Beil.; Köln.
- STRIEDTER, K. (1988): Holozäne Talgeschichte im Unterelsaß.- Diss. Univ. Düsseldorf: 235 S., 4 Beil.; Düsseldorf.
- SCHUMACHER, R. (1981): Untersuchungen zur Entwicklung des Gewässernetzes seit dem Würmmaximum im Bereich des Isar-Loisach-Vorlandgletschers.- Diss. Univ. München: 204 S., 7 Beil.; München.
- SOERGEL, W. (1921): Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion.- 74 S.; Berlin (Borntraeger).
- TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen.- Forsch. dt. Landes- u. Volkskd., **24**: 158-256; Stuttgart.
- TROLL, K. (1977): Die "Fluvioglaziale Serie" der nördlichen Alpenflüsse und die holozänen Aufschotterungen.- In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen.- Erdwiss. Forsch., **13**: 181-189; Wiesbaden.
- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, F., SCHUCH, M. & VOGEL, J. C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos.- Geologica Bavarica, **56**: 177-200, 2 Beil.; München.
- WEINIG, H. (1972): Hydrogeologie des Isartales zwischen Landshut und Landau und ihre Beeinflussung durch Stauanlagen.- Diss. Univ. München: 121 S., 1 Beil.; München.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern - Wallis.- Denkschr. Schweizer. Naturforsch. Ges., **95**: 104 S.; Basel.

Anschriften:

Dr. Ludger FELDMANN, TU Clausthal, Institut f. Geologie u. Paläontologie, Leibnizstr. 10, D-38678 Clausthal-Zellerfeld.

Dr. Gerhard SCHELLMANN, Universität/GH Essen, FB 9-Physiogeographie Universitätsstr.2, Postfach 10 37 64, D- 45117 Essen.

DÜSSELDORFER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN	34	S. 111 - 122	Düsseldorf 1994
--------------------------------------	----	--------------	-----------------

Die spät- und frühpostglaziale Entwicklung der Auenwälder im Donautal und am Unterlauf der Isar.

BERND BECKER (†14.2.94)¹, BERND KROMER & GERHARD SCHELLMANN

1. Einleitung
2. Überblick über die Auwaldentwicklung zwischen 12.500 bis 8.800 ¹⁴C a BP
3. Die Verdrängung der spätglazialen und frühpostglazialen Kiefernauenwälder durch den postglazialen Hartholzauenwald an der Donau
4. Die spät- und frühpostglaziale Auenentwicklung im Donautal unterhalb von Regensburg und im unteren Isartal
 - 4.1. Das Donautal unterhalb von Regensburg
 - 4.2. Das untere Isartal
5. Das Auftreten lichtliebender Baumarten (Kiefer, Birke, Wacholder) in der mittelpostglazialen Aue am Unterlauf der Isar

1. Einleitung

Die nacheiszeitliche Entwicklung der Vegetation Mitteleuropas ist durch Pollen- und Makrorestanalysen aus Ablagerungen von Seen und Mooren bis in regionale Details bekannt. Neue Erkenntnisse über die zeitlich-räumliche Gliederung des Spät- und Postglazials wurden durch Fortschritte der Dendrochronologie, neue Verfahren der Radiokarbondatierung kleinster organischer Proben durch die Beschleunigertechnik (PETEET et al. 1994) und eine wesentlich verbesserte und zeitlich erweiterte Radiokarbon-Kalibration erreicht. Die Kalibration von ¹⁴C-Altern ist jetzt auf der Basis absolut datierter Baumringchronologien bis 11.600 Jahren v.h. (AD 1950) möglich (KROMER & BECKER 1993). Der Zeitraum bis 17.000 a BP kann, mit geringerer Zeitauflösung, durch U/Th-datierte Korallenserien kalibriert werden (BARD et al. 1993; EDWARDS et al. 1993).

Der Kenntnisstand über die Entwicklung der spät- und postglazialen Auenvegetation in den mitteleuropäischen Flußtälern ist, trotz zahlreicher Literatur, im Detail dennoch bisher recht lückenhaft geblieben. Dies hat verschiedene Ursachen. Spät- und postglaziale

Talfüllungen an Mittelläufen der größeren süddeutschen Flüsse bestehen überwiegend aus groben Schottern und Sanden, d.h. aus Flußbettablagerungen, die in raschfließenden Flußbrinnen sedimentiert wurden. Derartige Sedimente enthalten naturgemäß weder Pollen- noch andere pflanzliche Makroreste in auswertbarer Menge. Dendrodaten subfossiler Bäume, die in dieser Flußbettfazies regelmäßig abgelagert sind, haben gezeigt, daß postglaziale Auenterrassen teilweise in Sedimentationszyklen von wenigen Jahrhunderten entstanden sind (BECKER & SCHIRMER 1977; BECKER 1982; SCHIRMER 1988, 1992; SCHELLMANN 1993). Biostratigraphisch verwertbare Funde aus fluviatilen Sedimenten repräsentieren daher zeitlich begrenzte und zudem lokal rasch wechselnde Ausschnitte der jeweiligen Talentwicklung. Dies trifft zumindest in den größeren süddeutschen Flußtälern auch für feinkörnige mineralische und organische Füllungen verlandeter Flußschlingen und Auenrinnen zu, die teils im Wechselspiel von verstärkten und abgeschwächten Hochwasserdynamiken verfüllt werden, oder verlanden, aber auch erneut ausgeräumt werden können. Die Lage derartiger Rinnenfüllungen zum aktiven Flußbett bzw. zu den Leitbahnen des Hochwasserabflusses bestimmen die Erhaltungsmöglichkeit organischer Reste.

¹ Prof. Dr. Bernd BECKER verstarb am 14. Februar 1994. Durch seine Forschungen konnte er in mehr als 20 Jahren den weltweit längsten Baumjährringkalender erstellen. Dieses Werk bildet die Grundlage sowohl für genauere absolute Datierungen in der Vor- und Frühgeschichte und der spätglazial/holozänen Flußgeschichte, aber auch für weitergehende paläoklimatische Untersuchungen. Seinen Beitrag zu diesem Text konnte er kurz vor seinem Tode noch weitgehend fertigstellen. Bis auf wenige Kürzungen, wobei wir Herrn Prof. Dr. B. FRENZEL (Univ. Hohenheim, Institut f. Botanik) für seine kritische Durchsicht des Textes sehr danken, haben wir ihn weitgehend unverändert übernommen. Er diene zu seiner Erinnerung.

Daher liefern Pollendiagramme aus diesen Sedimentationsräumen vielfach nur zeitlich begrenzte Ausschnitte der lokalen und regionalen Vegetationsentwicklung.

Pollenprofile von holozänen Aurinnenfüllungen sind aus dem Isartal bei Freising von SCHMEIDL (1959) veröffentlicht worden, ein weiteres aus dem Donautal im Raum Straubing bei BUCH (1989). Spätglaziale Pollenprofile sind im östlichen Alpenvorland bisher allein aus den innerhalb der würmzeitlichen Jungendmoränen gelegenen Gebieten bekannt mit ihren verlandeten Stamm- und Zungenbeckensen (Literatur in STALLING 1987: 49 ff.). An der Isar liegt von OLLI-VESALAINEN et al. (1983) die Bearbeitung eines derartigen Profils aus dem Wolfratshausener Becken vor. In ihm ist der Zeitraum Bölling bis Präboreal pollenanalytisch erfaßt.

Schließlich ist die postglaziale Auwaldentwicklung auch anhand von Pollenanalysen flußferner Niedermoore nicht eindeutig zu rekonstruieren. Die Flußtäler sind zu kleinräumig, als daß eine sichere Trennung des Pollenniederschlags der lokalen Auenvegetation vom regionalen Pollenniederschlag der angrenzenden Landschaftsräume möglich wäre. Immerhin konnten anhand von Pollenanalysen aus Moorablagerungen, die im direkten Einflußbereich von Hochwasserständen gebildet wurden, wichtige Beiträge zur spät- und postglazialen Flußdynamik und Auenentwicklung geliefert werden (u.a. ERTL 1986).

In den Dendrodaten subfossiler Baumstämme zeigt sich ein abrupter Wechsel des Holzartenspektrums von den Kiefernstämmen aus spätglazialen und präborealen Talfüllungen zu den Hölzern des postglazialen Eichenmischwaldes, die seit dem Boreal in den Flußschottern eingesedimentiert wurden. Dieser Vorgang kann als herausragende Marke in der Vegetationsentwicklung der frühpostglazialen Auwälder des südlichen Mitteleuropas angesehen werden. Neueste Daten subfossiler Hölzer aus Flußablagerungen an den Unterläufen von Isar und Iller haben jedoch gezeigt, daß dieses generelle Bild offenbar regional differenzierter betrachtet werden muß. Im folgenden wollen wir anhand neuer Daten aus dem Isartal auf diese regionalen Aspekte der Auenentwicklung in Süddeutschland eingehen.

2. Überblick über die Auwaldentwicklung zwischen 12.500 bis 8.800 ^{14}C a BP

Der spät- und frühpostglaziale Kiefernauwald läßt sich nach unseren ^{14}C -Daten an subfossilen Stammfunden in Mitteleuropa bereits am Beginn des Bölling-Interstadials gegen 12.500 ^{14}C a BP nachweisen (Tab. 1). Radiometrische Daten an Einzelbäumen, sowie an einer 390 Jahre langen allerödzeitlichen Kiefernserie belegen dann bis an das Ende des Alleröd-Interstadials eine mehr oder weniger kontinuierliche Bewaldung des Donau- und Isartales durch Kiefern. Mit Beginn des Klimarückschlages der Jüngeren Dryaszeit bleiben auch die Funde von Hölzern aus den Talfüllungen aus. Letzte ^{14}C -Daten liegen bei 10.900 ^{14}C a BP. Dieser älteste Teil der spätglazialen Auwaldentwicklung wird durch eine neue Arbeit an subfossilen Kiefern aus der Schweiz dendrochronologisch und radiometrisch sehr gut bestätigt (KAISER 1993). Dort kann eine kontinuierliche Bewaldung durch Kiefern anhand von vier großen dendrochronologischen Teilsequenzen über mindestens 1490 Jahre verfolgt werden, die nach ^{14}C -Daten von 12.300 bis 10.850 ^{14}C a BP andauerte.

Die Ursachen für das Ausbleiben der Kiefernablagerungen in süddeutschen Flußläufen während der Jüngeren Dryaszeit sind noch weitgehend unbekannt. Pollenanalysen ebenso wie Funde von Makroresten zeigen, daß die Vegetation zwar aufgelockert war, aber der Kiefernwald in Mitteleuropa diesen letzten Kälterückschlag überdauert hat. Daher dürfte die Erklärung eher in einer Änderung des Abflußverhaltens der Flüsse während des Jüngeren Dryas-Interstadials zu suchen sein, welche offenbar eine Einschotterung großer Baumstämme unter den Grundwasserspiegel verhinderte. Dies deutet mit einiger Wahrscheinlichkeit auf flachbettige, in viele kleine Rinnen aufgelöste Flußsysteme vom Typ eines "braided river" hin. Ein derartiges Abflußregime besaßen am Ausgang des Spätglazials zumindest die beiden Alpenvorlandsflüsse Donau und untere Isar (SCHELLMANN 1988).

Die Ablagerung flußnaher Auwaldkiefern setzt an den süddeutschen Flüssen mit dem Beginn des Postglazials gegen 11.100 Dendrojahren v.h. wieder ein (Tab. 1). Die ältesten Kiefern sind noch während des letzten Abschnittes der Jüngeren Dryas gewachsen und akkumuliert worden. Dies ermöglichte eine Rekonstruktion des ^{14}C -Plateaus um 10.000 ^{14}C a BP (BECKER & KROMER 1993). Die globale Erwärmung, die das Spätglazial beendete und den Beginn

Tab. 1: ^{14}C -Daten spätglazialer Kiefern aus dem nördlichen Alpenvorland

Proben-Nr.: Hd	Lokalität	Fluß	Bau Nr	Rin vo	Rin bi	^{14}C -Alter BP	±
16032	Pfuhl	Donau	3	3	4	11.913	28
13996	Wörth	Isar		8	10	11.861	33
14741	Pfuhl	Donau	3	5	6	11.800	37
14045	Eching	Donau		5	6	11.723	36
12068	Pfuhl	Donau	2	3	3	11.690	24
9465	Pfuhl	Donau	2	6	7	11.634	32
9295	Burlafingen Hornung	Donau	10	2	3	11.622	28
13105	Freising	Isar	Am67	11	13	11.591	30
13240	Breitenthal	Donau		1	3	11.582	52
9296	Dillingen-Wörth	Donau		3	4	11.526	43
13152	Freising	Isar	Am68	17	19	11.444	38
14477	Pfuhl	Donau	3	22	23	11.350	31
9281	Burlafingen	Donau	6		1	11.291	37
8687	Burlafingen Hor	Donau	6			11.146	41
15956	Breitenthal	Donau		6	7	11.057	21
15334	Altisheim	Donau	2	5	5	11.032	24
14015	Wörth	Isar	1	4	5	10.939	34
15529	Ganacker	Isar	Av50			10.079	34

des Holozäns markiert, zeigt sich in unserer Dendrochronologie subfossiler Auwaldkiefern durch einen markanten Anstieg der Gehalte der stabilen Isotope ^{13}C und Deuterium (^2H) (BECKER, KROMER & TRIMBORN 1991).

3. Die Verdrängung der spätglazialen und frühpostglazialen Kiefernauenwälder durch den postglazialen Hartholzauenwald an der Donau

Das Ende der weitverbreiteten Kiefernauenwälder in außeralpinen Flußtätern des südlichen Mitteleuropas am Ende des Präboreals fällt zeitlich mit der Ausbreitung des Eichenmischwaldes zwischen 8.200 bis 8.000 v.Chr. (etwa zwischen 9.200 bis 8.800 ^{14}C a BP) zusammen (Tab. 2, 3). Diese Einwanderung des wärmeliebenden Eichenmischwaldes nach Mitteleuropa zu Beginn des Boreals ist vegetationsgeschichtlich seit langem bekannt (FIRBAS 1949). Für das süddeutsche Donaugebiet wurde neuerdings eine umfassende vegetationsgeschichtliche Dokumentation aus dem Donaumoos unterhalb der Lechmündung vorgelegt (KORTFUNKE 1983).

Die bemerkenswerte zeitliche Annäherung der Datierungen der jeweils ältesten Eichenstammlagen

Mitteleuropas legt den Schluß nahe, daß die Einwanderung und Ausbreitung der Eichen-Hartholzauen innerhalb kürzester Zeit, und zwar zwischen 8.200 und 7.800 v.Chr. (ca. 9.200 - 8.800 ^{14}C a BP) erfolgt sein muß. Die überraschend schnelle Ausbreitung der Eiche läßt sich in Kiesgruben der Donau von Ulm bis unterhalb von Wien, und ebenso an Aufschlüssen des Oberrheintales zwischen Offenburg und Speyer anhand subfossiler Eichen verfolgen (BECKER 1982).

Als Ursache der Einwanderung des thermophilen Eichenmischwaldes sehen wir eine letzte deutliche Klimaverbesserung. Hierfür sprechen auch Befunde, die wir bei der dendrochronologischen Analyse der subfossilen Kiefern entdeckt haben. Die untersten Stammbereiche der Kiefern zeigen sehr häufig großflächige Verletzungen, welche die Bäume durch seitliches Überwachsen aus unverletzten Teilen des Kambiums (sog. Überwallen) verheilt haben. Als Ursache dieser Verletzungen können vielfach Waldbrandschäden nachgewiesen werden. Hinzu kommen bei jungen Stammbereichen auch Schältschäden durch Rotwild. Klimatisch relevant sind aber die häufig auftretenden vertikalen Frostrisse, die sich bei vollständiger Verheilung an den Stämmen als vertikale Frostleisten bemerkbar machen. Hinzu kommen tangentielle Frostrisse, die mit Harz verfüllt sind, und auf den Stammquerschnitten fast immer von abrupt-

Tab. 2: ^{14}C -Alter subfossiler Kiefern aus dem nördlichen Alpenvorland aus dem Zeitraum Boreal und Atlantikum

Proben-Nr. Hd	Lokalität	Fluß	Baum Nr.	Ring von	Ring bis	^{14}C -Alter BP	±
14001	Wörth	Isar	16	25	30	8.978	28
16093	Gundremmingen	Donau	24	1470	1475	8.968	25
15957	Burgheim	Donau	7	84	94	8.953	35
16082	Burlafingen	Donau	146	1630	1640	8.936	22
14559	Gundremmingen	Donau	58	51	55	8.921	26
14759	Wörth	Isar	22	30	35	8.912	23
12920	Höchstädt	Donau	26	21	25	8.879	32
15511	Wörth	Isar	44b	31	41	8.873	25
11354	Leibi	Donau	133	40	50	8.872	24
13153	Wörth	Isar	Av579	131	142	8.860	22
16006	Gundremmingen	Donau	95	51	55	8.833	27
14145	Pfuhl	Donau	27	55	60	8.825	28
13327	Mamming	Isar	Av574	11	21	8.804	23
14742	Gundremmingen	Donau	62	79	84	8.797	24
14065	Gundremmingen	Donau	44	10	30	8.770	21
*Hv 14377	Loiching	Isar	Av480			8.400	80
13994	Wörth	Isar	8	15	20	8.383	19
12939	Vöhringen	Donau	5	40	45	8.037	30
15420	Wörth	Isar	42a	28	33	7.890	41
16186	Wörth	Isar	46	27	30	7.727	30
13995	Wörth	Isar	5	25	30	6.293	20

* Hv = ^{14}C -Labor Hannover

Tab. 3: Auftreten der ältesten postglazialen Aueichen im nördlichen Mitteleuropa

Fluß	Lokalität	Zeitraum	Zitat
Donau		7.937 BC	BECKER 1993
Isar	Bhf. Loiching	6.000 ^{14}C BP	SHELLMANN 1990
Main	Steinbach	8.021 BC	BECKER & KROMER 1993
Rhein	Beinheim	8.200 cal BC	*Hd 6403
Rhone	Genf	8.100 cal BC	*Hd 16030
Mosel	Nancy	7.800 cal BC	*Hd 9579
Weser	Fischbeck	8.800 ^{14}C BP	SCHMIDT, FREUNDLICH 1977
	Polen, Lublinek	8.100 cal BC	GOSLAR & PAZDUR 1989

* ^{14}C -Labor Heidelberg

ten Zuwachsdepressionen mit partiellen Ringausfällen begleitet sind. Nachgewiesen sind schließlich Verletzungen durch Hochwässer mit Eisdrift. Frostrisse und Eisdriftverletzungen sind klare Indikatoren starker Winterfröste, wie sie an den angepflanzten Kiefern (z.B. weitverbreitet im Oberrheintal) in unserer heutigen kollinen und submontanen Auwaldstufe nicht bekannt sind. Sie treten unter den heutigen klimatischen Verhältnissen regelmäßig erst in borealen Nadelwäldern etwa Nordskandinaviens

auf. Andererseits ist das Wachstum der präborealen Kiefern neben abrupten Zuwachsrückgängen auch durch das Auftreten überraschend breiter Jahrringe mit bemerkenswerten Spätholzbreiten charakterisiert. Dies verweist auf sehr stabile und überaus günstige Wachstumsbedingungen vor allem während der sommerlichen Wachstumsperiode (Spätholzbreite). Damit läßt sich dendroklimatologisch in subfossilen mitteleuropäischen Auwaldkiefern das Klima des Präboreals im Vergleich zu heu-

tigen Verhältnissen als deutlich kontinentaler charakterisieren. Bei sehr günstigen und insgesamt stabilen sommerlichen Wetterverhältnissen war das frühe Postglazial offensichtlich durch das Ausreten extremer Winterfröste gekennzeichnet. Dies hat möglicherweise die Einwanderung der wärmeliebenden Baumarten wie Eiche, Ulme und Esche bis zum Beginn des Boreals verhindert. Erst gegen 8.100 v. Chr. (ca. 9.200 ^{14}C a BP) hat sich nach unseren Befunden das eigentliche postglaziale Klima eingestellt.

Die kausalen Zusammenhänge zwischen dem Wachstum und der Ablagerung flußnaher Eichenauwaldbestände mit der Hochwasserdynamik der Flüsse ist bereits anderweitig ausführlich dargestellt worden (BECKER 1982). In derselben Arbeit sind auch Angaben über den Baumartenbestand der mittelpostglazialen Auenwälder anhand von Untersuchungen des Holzartenspektrums subfossiler Baumstammfunde an Oberrhein, Main und Donau veröffentlicht. Den Holzartenbestimmungen der abgelagerten subfossilen Baumstämme zufolge hatte die Hartholzaue in den flußnahen Auenbereichen über Jahrtausende hinweg die Vorherrschaft. In diesem Auenwald war die Eiche die absolut dominierende Baumart. Dies gilt trotz regionaler Unterschiede, wie sie vor allem im Oberrheintal zu vermuten sind. Dort hatte offenbar die Ulme zumindest in der jungholozänen Hartholzaue einen höheren Anteil. Insgesamt waren die holozänen Flußauen mit dichtgeschlossenen Eichenwäldern bestockt. Hierfür sind die vollholzigen, astfreien Schäfte der subfossilen Eichen eindeutige Belege. In wechselnden Anteilen waren Ulmen, Eschen, Ahorn und Erle beigemischt. Die Eichenauwälder waren bei der Verjüngung gegenüber den sehr lichtbedürftigen Kiefern und Birken überlegen, so daß sie diese Pionierbaumarten, die über viele Jahrtausende des Spätglazials und Frühpostglazials die Flußtäler beherrscht hatten, seit dem Boreal auf Dauer aus den Überschwemmungsbereichen zumindestens der großen Flüsse verdrängen konnten.

An den alpinen Flußläufen wie der Isar fand dagegen die Einwanderung von Eichen erst später statt und zwar frühestens am Ausgang des Boreals. An der unteren Isar treten die ersten subfossilen Eichenstammlagen erst in den atlantischen Flußbettablagerungen der H 2-Terrasse auf (SCHELLMANN 1990: 34). Die beiden bisher älteste Eichen stammen aus dem Atlantikum mit Absterbealtern um ca. 6.000 ^{14}C a BP (Av 406a/Hv 14143; Av 406b/Hv 14146). Aus den Flußbettsedimenten der präborealen/borealen H 1-Terrasse, deren Ausbildung minde-

stens bis 8.400 ^{14}C a BP andauerte, konnten bisher auch keine Bruchstücke von Eichen geborgen werden. Die Ursache der späten Eicheneinwanderung im Isartal (nach 8.400 und vor 6.000 ^{14}C a BP) ist keine klimatische. Vielmehr dürften im Präboreal/Boreal in den Isarauen besondere auenökologische Bedingungen geherrscht haben, die im Gegensatz zum angrenzenden Donautal dort einer stärkeren Ausbreitung von Eichen vorerst entgegenstanden (s.u.).

4. Die spät- und frühpostglaziale Auenentwicklung im Donautal unterhalb von Regensburg und im unteren Isartal

Innerhalb des hoch-, spät- und postglazialen Talbodens sind im Donau- und im Isartal bis zu drei würmzeitliche Niederterrassen und mindestens sieben holozäne Einzelterrassen verbreitet. Sie wurden von alt nach jung als NT 1 bis NT 3 (NT = Niederterrassen, Würm) bzw. als H 1- bis H 7-Terrassen (H = Holozän) bezeichnet. Ihr Aufbau und ihre Verbreitung ist ausführlich in SCHELLMANN (1988, 1990, 1991) beschrieben. An dieser Stelle interessieren primär Unterschiede im Aufbau der spätglazialen und frühpostglazialen Auen beider Täler, die die zeitlich verzögerte Ausbreitung der Eichen im unteren Isartal erklären können.

Die Grundzüge des morphologisch-geologischen Aufbaus beider Täler zeigen stark schematisiert die beiden Talquerschnitte aus dem Donautal zwischen Regensburg und Straubing und dem unteren Isartal (Abb. 2).

Nach den bisher vorliegenden Altersbelegen (Kaltklimaindikatoren, Faunen, Artefakte, ^{14}C - und dendrochronologische Datierungen subfossiler Hölzer, archäologische und historische Quellen) wurden ihre Flußbettsedimente in folgenden Perioden abgelagert: die NT 1 bis Ende Hochglazial um 18.000 ^{14}C a BP, die NT 2 nach 18.000 bis Beginn Bölling-Interstadial, die NT 3 im Zeitraum Bölling/Alleröd bis Ende Jüngere Dryaszeit, die H 1 im Präboreal/Boreal, die H 2 im Atlantikum, die H 3 im Subboreal, die H 4 im Zeitraum Eisen-/Römerzeit, die H 5 im Früh- bis Hochmittelalter, die H 6 von Mitte des 14. Jh. bis Mitte des 18. Jh. und die jüngste H 7-Terrasse seit Mitte des 18. Jh. bis zu den flußbaulichen Maßnahmen mit ihrer fast vollständigen Flußbettfestlegung seit Anfang des 19. Jh. (SCHELLMANN 1990; SCHELLMANN et al. in diesem Band).

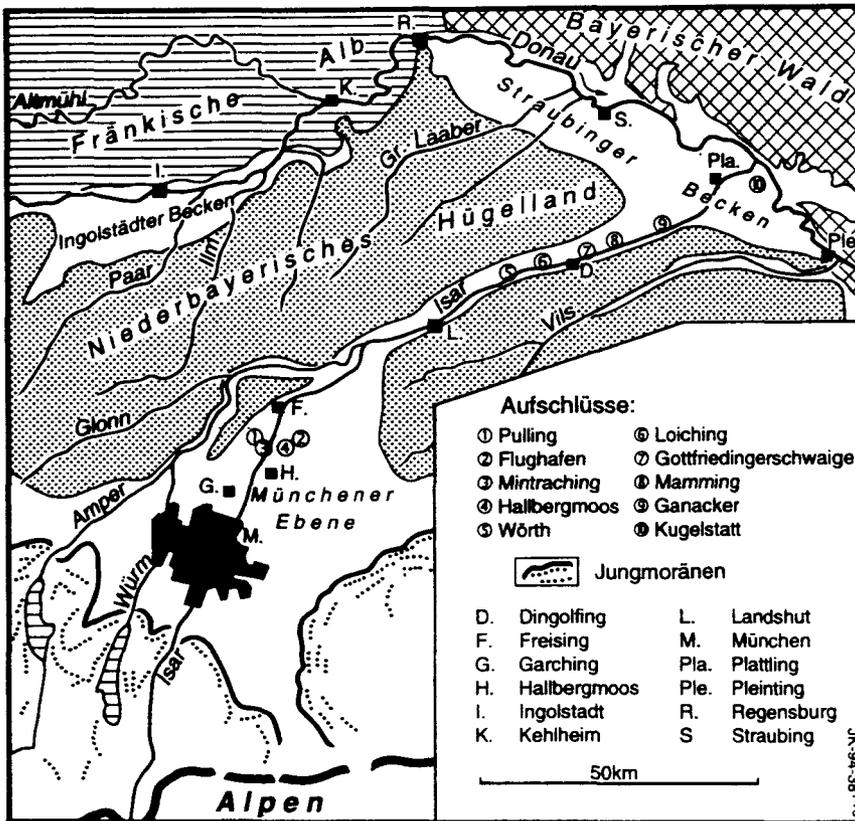


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage der Kiesgruben im Isartal

An beiden Flüssen fand der große flußdynamische Umbruch vom hochglazialen "braided river" zum Mäanderfluß weitgehend an der Wende Spätglazial/Holozän statt. Wie zuvor bei der hochglazialen Aufschotterung der NT 1 dominierte auch im Spätglazial in dem immer noch mehrere Kilometer breiten, von zahlreichen Einzelgerinnen durchflossenen Isar- und Donauflußbett fast ausschließlich die Ablagerung grobklastischer, sandig-kiesiger Sedimente. Mehr als dcm-mächtige feinklastische Hochflut-sedimente sind aus dieser Zeit - von Aurinnenpositionen abgesehen - nicht bekannt (SCHELLMANN 1990: 72 ff.).

4.1. Das Donautal unterhalb von Regensburg

Die Sammlung der zahlreichen Einzelgerinne an der Wende Spätglazial/Holozän zu einem in der Folge weitgehend einfadigen mäandrierenden Donau-lauf bewirkte eine kräftige Tieferlegung der Flußbettssole. Besonders große Ausmaße erreichte diese Tiefererosionsphase im Donautalabschnitt Regensburg - Straubing. Dort setzte sie sich sukzessive noch bis ins Subatlantikum fort. Sie läßt sich aber

auch weiter talabwärts bis nach Pleinting nachweisen (SCHELLMANN 1988). Dabei wurde neben dem zuvor weitgehend vertikal aufgeschotterten NT 3-Terrassenkörper auch noch mehrere Meter des liegenden präquartären Sohlgesteins durchteuft (Abb. 2). Bereits im frühen Präboreal dürfte die Donau ihre neue Tiefenlinie im Tal erreicht haben. So liegen im Donautal im Bereich des Illerschwemmkegels subfossile Kiefernlagern mit konv. ^{14}C -Altern von rd. 9.700 und 9.500 ^{14}C a BP über einer Basisblocklage fast unmittelbar dem präquartären Sohlgestein auf (BECKER 1982: 60 ff.).

Diese neue Tiefenlinie wurde in den Talweitungen, wie unterhalb von Regensburg, bis zum Subatlantikum durch laterale Flußbettverlagerungen zur Seite hin erweitert. Im Zuge dieser Seitenerosion entwickelte sich im weiteren Holozän die in diesem Talabschnitt im Mittel 1 -3 km breite Flußbaue. Erst seit dem Frühmittelalter, seit Ausbildung der H 5-Terrasse, besitzt die Donau zumindest im Talraum Regensburg - Straubing eine deutliche Tendenz zur Aufhöhung ihrer Flußbettssole, zur Verflachung und Verbreiterung ihres Flußbettes bei gleichzeitig stark erhöhter Umlagerungstätigkeit. Dieser innerholozän-

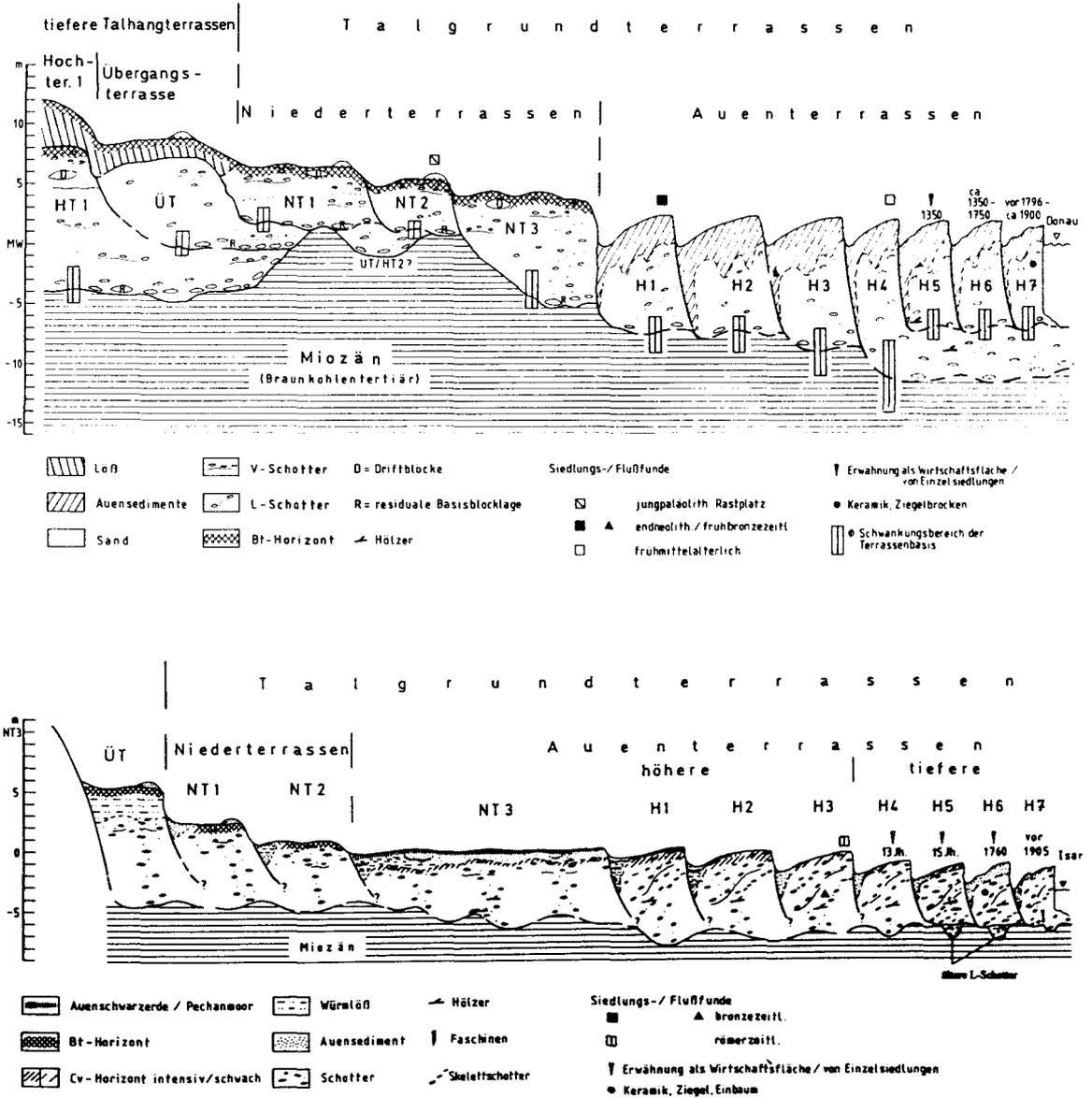


Abb. 2: a) Schematischer Talquerschnitt Donautal Regensburg - Straubing (oben);
 b) Schematischer Talquerschnitt unteres Isartal (unten)

ne Umbruch in der Abflußdynamik dürfte wahrscheinlich anthropogen ausgelöst sein (SCHELLMANN 1990: 96).

Auch das Sedimentationsbild änderte sich am Ausgang des Spätglazials mit dem Übergang zur mäandrierenden Donau. Neben den jetzt großbogig lateral geschichteten Flußbettsedimenten aus Kies und Sanden wurden parallel in der angrenzenden Aue feinklastische Hochflutsedimente in größerer Mächtigkeit abgelagert, ein Sedimentationsbild, wie es an den meisten größeren Flüssen des Mittelge-

birgsraumes entweder bereits seit dem frühen Spätglazial (Oberweser, Obermain) oder mindestens seit dem Holozän (u.a. Rhein) existiert (SCHELLMANN 1993).

Da im Donautalabschnitt Regensburg - Straubing an der Wende Spätglazial/Holozän eine besonders kräftige Ausräumung und Tieferlegung der präquartären Talsohle stattfand, ist dort die relativ breite holozäne Aue nicht nur durch ihre tiefere Quartärbasis, sondern auch morphologisch durch einen 2 - 4,5 m hohen Stufenrand von den hochwasserfreien Nie-

derterrassen abgesetzt (Abb. 2). Die holozänen Einzelterrassen besitzen hier als Reihenterrassen ein annähernd gleich hohes Oberflächenniveau. Sie liegen alle im extremen Hochwasserüberflutungsbereich der Donau und sind von im Mittel 1 - 4 m mächtigen feinklastischen Auensedimenten überdeckt. Die älteren Terrassen kennzeichnen schwach verbrauchte Auenpararendzinen auf zum Teil mehrgliedrigen Hochflutsedimenten. Begrabene Bodenhorizonte belegen dort Ruhephasen holozäner Überflutungen (BUCH 1989; SCHELLMANN 1988). Auch auf den jungen Hochflutsedimenten der H 5- bis H 7-Terrassen sind außerhalb der vergleyten Auenrinnen in den höheren Terrassenbereichen bei Kalkgehalten von über 25% bereits unterschiedlich entwickelte Auenpararendzinen verbreitet.

Der Aufbau einer Auensedimentbedeckung erfolgt in wesentlichen Teilen bereits syngenetisch zum lateralen Terrassenausbau, also bereits in einer Zeit, in der die Terrasse durch seitliche Verlagerung des Flußlaufes noch in Ausbildung begriffen ist. So besitzen ältere Teile der frühneuzeitlich/neuzeitlichen H 7-Terrasse, deren weiterer lateraler Ausbau durch die Flußbaumaßnahmen des 19. bis 20. Jh. beendet wurde, bereits größere Areale mit einer gleichen Oberflächenerhebung wie die angrenzenden älteren Auenterrassen. Ebenso wie diese werden sie lediglich von extremen Hochwässern überflutet.

Projiziert man diese Auenbedingungen im Bereich der H 7-Terrasse zurück ins ausgehende Präboreal als die H 1-Terrassenflächen ausgebildet wurden, so ergibt sich folgendes Bild. Der mäandrierende, sich lateral verlagernde H 1-Donaulauf wurde bereits wenige Jahrhunderte nach Beginn der H 1-Umlagerungsperiode, also spätestens bereits um 9.200 ¹⁴C a BP, von älteren H 1-Hochflutfeldern begleitet, die von Auensedimenten bedeckt lediglich noch bei extremen Hochwasserereignissen überflutet wurden. Derartige feinsedimentbedeckte Auenflächen mit tieferliegendem Grundwasserpegel, episodischen Überflutungen und einsetzender terrestrischer Bodenentwicklung sind Standorte der Eichen-Hartholzaue. Diese zur Ausbreitung von Eichen günstige Auenökologie war im Donautal und wohl auch an anderen außeralpinen Flüssen mit ähnlichem Abflußsystem (Oberrhein, Main, Weser) spätestens seit Ausgang des Präboreals vorhanden. Mit zunehmender Klimaverbesserung im ausgehenden Präboreal erfolgte sie ja dann auch dort, wie oben dargestellt, in kürzester Zeit zwischen rd. 9.200 - 8.800 ¹⁴C a BP.

4.2. Das untere Isartal

An der Isar dagegen sind Eichen erst aus dem Schotterkörper der atlantischen H 2-Terrasse bekannt. Im Gegensatz zur Donau besitzt die Isar als typischer alpiner Fluß mit periodisch extremer Wasserführung bei hohem Talgefälle im Naturzustand einen überwiegend grobklastischen Geschiebetransport. Erst in historischer Zeit mit der Ausbildung der eisen-/römerzeitlichen H 4-Terrasse hat infolge erhöhten Bodenabtrages im Einzugsgebiet (Rodungen) der Anteil der Schwebfracht in den Hochwasserabflüssen deutlich zugenommen. Daher tragen die subatlantischen H 4- bis H 7-Terrassen, die im unteren Isartal als tiefere Auenterrassen stark hochwassergefährdet sind, in größeren Arealen eine feinklastische Auensedimentdecke (Abb. 2). Auf der nur episodisch überfluteten H 4-Terrasse beschränken sich diese feinkörnigen Ablagerungen in der Regel auf die tieferen Auenrinnen und rinnennahen Positionen, auf den H 5- und H 6-Terrassenflächen sind sie dagegen flächenhaft in rd. 0,6 - 1,2 m Mächtigkeit verbreitet. Innerhalb der jüngsten subrezentem Umlagerungszone der Isar, der H 7-Terrasse, wechseln kleinräumig Kiese, Sande und Auenmergel.

Pedostratigraphisches Kennzeichen der jungen subatlantischen Isarterrassen sind mit zunehmenden Terrassenalter intensiver entwickelte Auenpararendzinen. Auenrohböden beschränken sich auf die jüngsten Anlandungen der H 7-Umlagerungszone. Auf den ca. 1 m höheren H 1- bis H 3-Terrassen ist die Verbreitung von mehr als dezimetermächtigen feinklastischen Auensedimenten weitgehend auf die zahlreichen Auenrinnen beschränkt. Außerhalb dieser Tiefenlinien reicht meistens der kiesige Terrassenkörper bis an die Oberfläche. Abgesehen von den vergleyten, häufig auch vermoorten Auenrinnen sind auf der H 1-Terrasse überwiegend flach- bis mittelgründige, ton- und humusreiche Auenrendzinen und Auenschwarzerden verbreitet.

Im Gegensatz zu den alt- und mittelholozänen Terrassen besitzt die ebenfalls im höheren Auenniveau gelegene spätglaziale NT 3 weitflächig eine Überdeckung von im Mittel 0,5 - 0,8 m mächtigen feinklastischen Auensedimenten. Wie an anderer Stelle (SCHELLMANN 1990: 25 ff.) bereits ausgeführt, stellen diese vor allem eine Hochflutfazies der H 1-Terrasse dar, deren Schotterkörper annähernd die gleiche Oberflächenerhebung besitzt wie die NT 3. Die Ursache für die gleichhohen Oberflächen beider Terrassen ist das Ausbleiben einer Flußbetteintiefung an der Wende Spätglazial/Holo-

zän. So liegen in der Kiesgrube "Wörth" oberhalb von Dingolfing (Abb. 1) allerödzeitliche und holozäne Isarschotter, die in Kolken abgelagert wurden, in gleicher Tiefenlage der miozänen Talsohle auf (siehe auch SCHELLMANN, BECKER, FELDMANN & KROMER in diesem Band). Die NT 3 nimmt im unteren Isartal etwa ab Talmitte den nördlichen Talraum ein entweder bis zur schmalen NT 2-Talrandleiste oder unmittelbar bis zum Talhang. Durch den starken Grundwasserzutritt aus dem nördlich angrenzenden Niederbayerischen Tertiärhügelland liegt im Naturzustand der Grundwasserpegel ganzjährig maximal wenige Dezimeter unter Flur. Daher sind Anmoore, Naßgleye und Niedermoore weit verbreitet. Im frühen Boreal, als im Donautal bereits die Eichen in auensedimentbedeckten höheren Standorten der H 1-Aue einwanderten, lag zudem das aktive Flußbettareal der H 1-Terrasse auch noch annähernd im gleichen Niveau wie die spätglaziale NT 3. Regelmäßige Überflutungen bei ganzjährig hochstehendem Grundwasserspiegel dürften damit in dieser

linien hinein, geben die auf der H 1-Terrasse und den talinternen NT 3-Flächen in Auenrinnen als begrabene Paläoböden erhaltenen pechschwarzen Anmoore, sog. "Pechanmoore". In einzelnen vertorften Auenrinnen auf der H 1-Terrasse unterbrechen sie das Niedermoorwachstum. Aufgrund ihrer Verbreitung konnte für die Ausbildung des ältesten Pechanmoores auf der H 1-Terrasse eine sehr wahrscheinlich atlantische Bildungszeit aufgezeigt werden (SCHELLMANN 1990: 25 ff.).

Für die Eicheneinwanderung günstige Wuchstandorte existierten weitflächiger in den Isarauen daher erst nach Ausbildung der H 1-Terrasse, d.h. frühestens nach 8.400 ¹⁴C a BP. Wie durch die beiden ältesten bisher datierten Aueichenhölzer aus der Kiesgrube "Bhf. Loiching 2" (Tab. 4) belegt ist, war sie dann spätestens um 6.000 ¹⁴C a BP auch erfolgt. Auch im Illertal bei Vöhringen gibt es erste Nachweise für den Eichenauewald (Tab. 4) erst um ca. 4.500 BC (ca. 5.600 ¹⁴C a BP).

Tab. 4: Subfossile Stammfunde mittelholozäner Pioniergehölze an der Isar und der Iller, sowie erste Nachweise für die Eichenhartholzaue

Lokalität	Fluß	Baumart	¹⁴ C-Alter bzw Dendrojähre (BC)	Labornr.
Wörth 42a	Isar	<i>Pinus sylvestris</i>	7.890 ± 4	Hd 15420
Wörth 46	Isar	<i>Pinus sylvestris</i>	7.727 ± 3	Hd 16186
Wörth 5	Isar	<i>Pinus sylvestris</i>	6.293 ± 2	Hd 13995
Wörth 7	Isar	<i>Juniperus communis</i>	6.816 ± 2	Hd 13616
Wörth 33	Isar	<i>Betula sp.</i>	6.535 ± 3	Hd 14897
Bhf. Loiching 2	Isar	<i>Quercus sp.</i>	5.995 ± 10	*Hv 14143
Mamming	Isar	<i>Quercus sp.</i>	4.150, 4.190 B	Av 196, Av 478
Vöhringen 5	Iller	<i>Pinus sylvestris</i>	8.037 ± 3	Hd 12939
Vöhringen 40-44	Iller	<i>Quercus sp.</i>	4.500-4.000 B	

*¹⁴C-Labor Hannover

Zeit der H 1-Ausbildung zwischen 9.500 bis mindestens 8.400 ¹⁴C a BP eine stärkere Ausbreitung von Eichen in den Isarauen verhindert haben.

Eine Grundwasserabsenkung im talhangferneren Isartalboden erfolgte wahrscheinlich erstmalig am Übergang zur atlantischen H 2-Umlagerungsperiode. Die H 2-Terrasse besitzt, ebenso wie die H 3, eine um Dezimeterbeträge tiefere Tallage. Das bedeutet, das der Flußspiegel und damit auch der auf ihn eingestellte Grundwasserpegel entweder durch Sohleneintiefung oder infolge Flußbettverbreiterung generell etwas tiefer gelegen haben muß. Ein weiterer Hinweis für zumindest zeitweilig trockenere Standortbedingungen bis in die morphologischen Tiefen-

5. Das Auftreten lichtliebender Baumarten (Kiefer, Birke, Wacholder) in der mittelpostglazialen Aue am Unterlauf der Isar

Im Laufe der Aufsammlung subfossiler Hölzer haben wir eine recht gute Übersicht über die Ablagerung subfossiler Hölzer der Isar gewonnen. Dabei entdeckten wir in der Kiesgrube "Wörth" Reste subfossiler Baumstämme, die eindeutig ein zumindest lokales Weiterbestehen des frühpostglazialen Kiefernauwaldtyps noch im Atlantikum beweisen (Tab. 4). Neben Kiefern (*Pinus sylvestris*) und Birken (*Betula sp.*) wurde ein Nadelholzstamm geborgen, der sich bei der Bestimmung recht überraschend als Wacholder (*Juniperus communis*) entpuppte.

Diese Holzfunde aus Wörth belegen übereinstimmend die Existenz lichtliebender Pioniergehölze in der Isaraue des mittleren Postglazials (Atlantikum). Sie zeigen, daß sich lichtliebende Pionierbaumarten im mittleren Postglazial gegenüber dem Eichenauwald behaupten konnten.

Regionale klimatische Unterschiede im mittleren Postglazial können das gleichzeitige Auftreten von Kiefern, Birken und Wacholdern in den Flußauen südlicher Donauzuflüsse einerseits, und von geschlossenen Eichenauenwäldern entlang der Donau andererseits, sicherlich nicht erklären. Allerdings sind auch entlang der heutigen Mittelläufe alpiner Donauzuflüsse Kiefernauenwälder bekannt, die sich in der Konkurrenz mit den dort azonal verbreiteten Grünerlenauen und Weiden-Tamariskengebüschen durchsetzen konnten (ELLENBERG 1986: 365 ff.). So existieren Kiefern-Trockenauenwälder (*Dorycnio-Pinetum*) aus dem Verband der Schneeheide-Kiefernwälder beispielsweise auf flußnahen Kalkschotterfluren der Isar in der Pupplinger Au oberhalb der Loisachmündung, ca. 30 km südlich von München (SEIBERT 1958, 1962). Diese Kiefernauen werden heute nur noch von Spitzenhochwässern überflutet, die während der alpinen Schneeschmelze auftreten. Ansonsten liegt der Grundwasserpegel in den trockenen, feinerdearmen Schotterfluren nach einer seit 1900 einsetzenden Grundwasserabsenkung heute ganzjährig in rund 1,5 m Tiefe. Das unruhige Relief der Auenstandorte läßt den ehemaligen Flußgrund erkennen, der bei gleichbleibender Überflutungshöhe an diesen Standorten sicherlich durch sandige Hochflutsedimente eingeebnet worden wäre. Die auf Grund wasserbaulicher Maßnahmen beschleunigte Erosion hat dies verhindert, sodaß der Kiefernwald gegenüber dem Grauerlenauwald (*Alnetum incanae*) die Herrschaft übernehmen konnte. Auf extrem trockenen Grobschotterstandorten kommt es unter dem Einfluß regelmäßiger Beweidung sogar zur Ausbildung von Wacholderheiden mit trockenresistenten Gräser (z.B. *Molinia coerulea* ssp. *arundinacea* und *Bromus erectus*).

Bei unseren Arbeiten an subfossilen Eichen sind wir schon vor vielen Jahren an der Donau zwischen Lauingen und Ingolstadt im Bereich der Hartholzauen auf ganz ähnliche Kiefern-/Wacholderbestände gestoßen. Es handelt sich um extreme Trockenstandorte, die sich kleinräumlich in den höchsten Auenbereichen ausgebildet haben. Sie stehen im scharfen Kontrast zu den sie umgebenden Hartholzauen, die durch noch beflossene Altwasserarme und über 1 m mächtige Auelehmdecken mit höherliegendem

Grundwasserspiegel geprägt sind. Im forstlichen Sprachgebrauch werden diese Trockenstandorte treffenderweise als "Brennen" bezeichnet. Sie sind charakterisiert durch flachgründige Rendzinen mit 10 - 15 cm mächtigem Ah-Horizont. Der C-Horizont besteht aus durchlässigen Flußschottern mit wechselnden Sandanteilen und geringer Wasserspeicherkapazität. Die Grundwasserstände liegen heute in 1,5 m Tiefe oder tiefer. Ähnlich den Verhältnissen an der Isar fehlt auch diesen Standorten, infolge der rezenten Tiefenerosion und der jüngsten Regulierung der Donau, die abschließende Auelehmüberdeckung natürlicher Auenstufen. Nach Berichten der Forstleute boten diese Brennen vielfach als Inseln innerhalb der überfluteten Hochflutfelder dem Wild Schutz. Sie wurden demnach vor der Regulierung der Donau nur bei Spitzenhochwasser überflutet. Diese Brennen sind sowohl vom Holzartenbestand (Kiefer und Wacholder, sowie meist sehr schlechtwüchsige Eichen), als auch pflanzensoziologisch eindeutig als Trockenstandorte anzusprechen. Auf diesen Auenbereichen gewinnen nun am Mittellauf der Donau, ganz ähnlich wie in den Kiefernauenwäldern der alpinen Donauzuflüsse, die lichtliebendem Pionierbaumarten Wacholder und Kiefer gegenüber den ansonsten in der heutigen Donauauen vorherrschenden Eschen-Ulmen-Ahorn-Hartholzauenwälder die Vorherrschaft. Diese Brennenstandorte sind sowohl dendrochronologisch (RIETH 1975) als auch pflanzensoziologisch (KORTFUNKE 1983) bearbeitet worden.

Lichtliebende Kiefern- oder Kiefern-Wacholderbestände existieren in Süddeutschland einerseits in Konkurrenz zu Grauerlenauen am Austritt der alpinen Donauzuflüsse aus dem Gebirge und andererseits am Mittellauf der Donau in Konkurrenz zur Ulmen-Eschen-Eichenhartholzau. In beiden Fällen bewirkt das Ausbleiben regelmäßiger Sedimentation feinkörniger Auensande bzw. Auelehme auf grobkörnigen Schotterfluren, sowie das Absinken des Grundwasserspiegels durch die Tiefenerosion der Flüsse als Folge moderner Flußregulierung die Ausprägung von Trockenstandorten. Zusammen mit einer starken Beweidung kommt es auf diesen Auenstandorten nicht nur zur Ausbreitung von Kiefern, sondern stellenweise sogar von Wacholdern, ganz analog entsprechenden Entwicklungen in der Lüneburger Heide sowie auf den Wacholderheiden der Schwäbischen Alb.

Die alpinen Donauzuflüsse waren durch das Postglazial hindurch vom alpinen Hochwasserregime mit starken und regelmäßigen Spitzenhochwässern nach

der Schneeschmelze geprägt. Es ist durchaus denkbar, daß sich in den ausgedehnten Schotterfluren zumindest kleinräumig flußnahe Standorte aus größeren Schottern und Sanden bilden konnten, die über Jahrzehnte der Hochwasserdynamik widerstanden, ehe sie erneut durch laterale Flußbettverlegungen umgelagert, oder durch abschließende Hochflutüberdeckung auf Dauer den Hochflutfeldern neu entstehender Auenstufen eingegliedert wurden. Auf solchen sandig-kiesigen Schotterzungen haben sich kleinräumig Kiefern, Birken und sogar Wacholder gegenüber den auch an diesen Flußläufen dominierenden Eichen-Hartholzauenwäldern behauptet.

7. Literatur

- BARD, E., ARNOLD, M., FAIRBANKS, R.G. & HAMLIN, B. (1993): ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C Ages obtained by Mass Spectrometry on Corals. - *Radiocarbon*, **35**: 191-199; Tucson (Arizona)
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläökologie 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. (1992): The history of dendrochronology and radiocarbon calibration. - In: TAYLOR, R.E., LONG, A. & KRA, R.S. (eds.): *Radiocarbon after four decades. - An interdisciplinary perspective*: 34 - 49; New York (Springer Verl.).
- BECKER, B. (1993): An 11,000-Year German Oak and Pine Dendrochronology for Radiocarbon Calibration. - *Radiocarbon*, **35**: 201-213; Tucson (Arizona).
- BECKER, B., KROMER, B. & TRIMBORN, P. (1991): A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. - *Nature*, **353**: London.
- BECKER, B. & SCHIRMER, W. (1977): Paleoeological study on the Holocene valley development of the River Main, Southern Germany. - *Boreas*, **6**: 303 - 321; Oslo.
- BUCH, M. (1989): Die "Oberauer Schleife" der Donau bei Straubing: Mensch, Umweltveränderungen und Wandel einer Flußlandschaft zwischen dem 3. und 1. Jahrtausend v. Chr. - *Jahresbericht des Historischen Vereins für Straubing und Umgebung*, **91**: 35 - 82; Straubing.
- EDWARDS, R.L., BECK, J.W., BURR, G.S., DONAHUE, D.J., CHAPPELL, J.M.A., BLOOM, A.L., DRUFFEL, E.R.M. & TAYLOR, F.W. (1993): A Large Drop in Atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, Documented with ^{230}Th Ages of Corals. - *Science*, **260**: 962-968;
- ELLENBERG, H. (1986): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht*. - 3. Aufl.; Stuttgart (Ulmer Verl.).
- ERTL, U. (1986): *Pollenstratigraphie von Talprofilen im Main-Regnitz-Gebiet*. - Diss. Univ. Düsseldorf.
- FIRBAS, F. (1949): *Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen*. - Bd. 1: *Allgemeine Waldgeschichte*. - Jena (Fischer Verl.).
- FREUNDLICH, J. C. (1977): *14C-Datierung und Dendrochronologie*. - *Erdw. Forsch.*, **13**: 99 - 114; Wiesbaden.
- GOSLAR, T & PAZDUR, M.F. (1989): Improved Precision ^{14}C Measurements and Natural ^{14}C Variations around 10.000 cal BP. - *Radiocarbon*, **31** (3): 833-838; Tucson (Arizona).
- KAISER, K.F. (1993): *Beiträge zur Klimageschichte vom späten Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen aus verschiedenen Vereisungsgebieten*. - *Physische Geographie*, **36**; Zürich.
- KORTFUNKE, Ch. (1983): *Die Auenvegetation der Donau bei Gundremmingen, Gundelfingen, Lauingen*. - Diplomarbeit; Univ. Heidelberg (Inst. f. Botanik).
- KROMER, B. & BECKER, B. (1992): Tree-ring calibration at 10.000 BP. - In: *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon chronologies*, NATO ASI Series I, Global environmental change, **2**; New York (Springer Verlag).
- KROMER, B. & BECKER, B. (1993): German oak and pine ^{14}C calibration, 7.200 - 9.400 BC. - *Radiocarbon*, **35** (1): 125 - 135; Tucson (Arizona).
- MÜLLER, N. (1991): *Veränderungen alpiner Wildflußlandschaften in Mitteleuropa unter dem Einfluß des Menschen*. - *Augsburger Ökologische Schriften*, **2**: 9 - 30; Augsburg.
- OLLI-VESALAINEN, M., WISSERT, R. & FRENZEL, B. (1983): *Über das Alter des spätglazialen Wol-*

- fratshausener Sees südlich von München. - In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie 1983 im Nördlichen Alpenvorland und Voralpengebiet (Bayern, Tirol, Salzburger Land, Oberösterreich): 111 - 115; München.
- PETEET, D.M., DANIELS, R.A., HEUSSER, L.E., VOGEL, J.S., SOUTON, J.R. & NELSON, D.E. (1994): Late-Glacial pollen, macrofossils and fish remains in the northeastern USA - The Younger Dryas oscillation. - *Quaternary Science Review*; in press.
- RIETH, U. (1975): Untersuchungen über das Jahrringverhalten der Eiche in verschiedenen Auenwaldstandorten. - Diplomarbeit; Univ. Hohenheim (Inst. f. Botanik).
- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. - Diss. Univ. Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 29; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1991): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar- und angrenzenden Donautal. - *Freiburger Geogr. Hefte*, 33: 91 - 105; Freiburg.
- SCHELLMANN, G. (1993): La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallées dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne. - *Revue Géographique de l'Est*, 1993 (4): 235 - 259; Nancy.
- SCHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (in diesem Band): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1988), mit Beiträgen von U. SCHIRMER, G. SCHÖNFISCH & H. WILLMES: Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg, - *DEUQUA*, 24. Tagung, Exkursion H: 39 S.; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1992): Breaks within the Late Quaternary river development of Middle Europe. - *Aardkundige Medelingen*, 6; Leuven.
- SEIBERT, P. (1958): Die Pflanzengesellschaften im Naturschutzgebiet "Pupplinger Au". - *Landschaftspflege und Vegetationskunde*, H. 1; München.
- SEIBERT, P. (1962): Die Auenvegetation an der Isar nördlich von München und ihre Beeinflussung durch den Menschen. - *Bayerische Landesstelle für Gewässerkunde, Landschaftspflege und Vegetationskunde*, H. 3; München.
- SCHMEIDL, H. (1959): Pollenanalytische Untersuchungen. - In: BRUNNACKER, K.: *Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7636 Freising Süd*: 61 - 66; München.
- SCHMIDT, B. (1977): Der Aufbau von Jahrringchronologien im Holozän mit Eichen aus dem Rhein-, Weser-, Werragebiet. - *Erdw. Forsch.*, 13: 91 - 98; Wiesbaden.
- STALLING, H. (1987): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Bayerischen Wald. - Diss. Univ. Göttingen.

Anschriften:

Prof. Dr. Bernd BECKER verstarb am 14. Februar 1994.

Dr. Bernd KROMER, Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Inst. f. Umweltp Physik, INF 366, D- 69120 Heidelberg

Dr. Gerhard SCHELLMANN, Universität GH Essen, FB 9-Physiogeographie, Universitätsstr. 2, Postfach 10 37 64, D- 45117 Essen

Wesentliche Steuerungsmechanismen würmzeitlicher und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum

GERHARD SCHELLMANN

- | | |
|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Einleitung 1.1. Forschungsgeschichtlicher Überblick 1.2. Zur Abgrenzung und Alterseinstufung von Terrassen, Terrassenkörpern und fluviatilen Fazien 2. Stratigraphie und Baustil würmzeitlicher und holozäner Terrassen im Überblick 2.1. Zur Frage einer eigendynamischen Entwicklung der Donau im Jungquartär 2.2. Veränderungen des Terrassenbaustils und der Abflußdynamik am Beispiel des unteren Isar- und Donautales | <ol style="list-style-type: none"> 2.2.1. Die Niederterrassen 2.2.2. Die holozänen Terrassen 2.3. Lokale, regionale und anthropogene Einflußfaktoren im überregionalen Vergleich 3. Der Einfluß klimatischer Veränderungen auf die fluviatile Dynamik im jüngeren Quartär 3.1. Die hoch- und spätglaziale Flußdynamik 3.2. Die holozäne Flußdynamik 4. Schlußfolgerung 5. Literatur |
|---|---|

1. Einleitung

Die Frage nach der Steuerung geomorphodynamischer Prozesse und so auch der fluviatilen Dynamik ist nicht neu, sondern ein zentrales Anliegen geowissenschaftlicher Forschung von den Anfängen her. Neben der Untersuchung der aktuellen bzw. der kurz- und mittelfristigen Flußdynamik bildet die vergangene, längerfristige Entwicklung der Flüsse und Täler einen wichtigen Forschungsgegenstand sowohl im Rahmen der Landschaftsgeschichte als auch für die Prognose zukünftiger Entwicklungen unter dem Einfluß sich stark verändernder Umweltbedingungen. Obwohl inzwischen der Kenntnisstand zum morphologisch-geologischen Aufbau von Talböden im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum dank zahlreicher jüngerer Regionalstudien wesentlich erweitert ist, sind dennoch viele Fragen offen. Diese betreffen sowohl den morphologisch-geologischen Aufbau vieler Täler als auch die zeitliche Eingrenzung fluviatiler Aktivitätsphasen, ihre Raumwirksamkeit und ihre Steuerungsmechanismen. Daher ist die teilweise sehr unterschiedliche Darstellung dieser Fragen z.B. in den jüngst erschienenen Lehrbüchern zur physischen Geographie bzw. zur Quartärgeologie (EHLERS 1994; JERZ 1993; HABBE 1994; HANTKE 1993) oder in der von MÄCKEL (1993) zusammengestellten Übersicht einiger Forschungsergebnisse aus dem DFG-Schwerpunktprogramm "Fluviatile Geomorphodynamik im jüngeren Quar-

tär" verständlich. Da aber inzwischen - wie in den vorhergehenden Artikeln dieses Bandes beschrieben - aus einzelnen Tälern weitere Details und Altersdaten vorliegen, erscheint es sinnvoll, einige Aspekte der jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im Hinblick auf die wesentlichen Steuerungsfaktoren der fluviatilen Dynamik in diesem Zeitraum erneut aufzugreifen.

1.1. Forschungsgeschichtlicher Überblick

Bereits PENCK & BRÜCKNER (1901/09) erkannten die Bedeutung der Kaltzeiten für die Landschaftsgeschichte sowohl der von den kaltzeitlichen Vergletscherungen betroffenen Areale im Vorland der Alpen als auch der sich anschließenden Talzonen des Periglazialraumes, wo im Hochglazial ausgedehnte Terrassenkörper akkumuliert wurden. Die Bildung der Flußterrassen als Ergebnis von Klimaschwankungen im Glazial-/Interglazial-Zyklus wurde in der Folgezeit vor allem von SOERGEL (u.a. 1921) für die Täler des Mittelgebirgsraumes und des Flachlandes hervorgehoben. SOERGEL (1921: 71) sah in den kaltzeitlichen Flußterrassen großräumige Bildungen, während warmzeitliche Flußschotter lediglich lokalen Charakter besitzen sollten. Für großräumiger verbreitete interglaziale Ablagerungen fehlten SOERGEL (1921: 70) die Beweise. Obwohl bereits in dieser Zeit in verschiedenen Regionalstudien und geologischen

Karten immer wieder auch auf Flußbett-sedimente mit warmzeitlicher Faunen-, Floren- und/oder junger Artefaktenführung hingewiesen wurde, herrschte bis Anfang der fünfziger Jahre die Auffassung vor, daß die warmzeitliche Flußdynamik mitteleuropäischer Flüsse im regionalen Maßstab weitgehend auf die Ablagerung von Auesedimenten und einzelne lokale Schotterumlagerungen von unbedeutender Größenordnung beschränkt sei. Die Auelehme wurden als warmzeitliche holozäne Flußablagerungen gedeutet, der unterlagernde Kieskörper weitgehend als kaltzeitlicher Niederterrassenkörper. In der Folgezeit konnte aufgezeigt werden, daß in den Tälern des Mittelgebirgsraumes unter anderem an der Lahn (MÄCKEL 1969), am Unter- (SEMEL 1969: 94) und Obermain (SCHIRMER 1983), an der unteren Oberweser (SCHELLMANN in diesem Band) bereits im Spätglazial mächtige Auelehme abgelagert wurden und daß Auelehme ein natürliches Teilglied der Hochflutdynamik sind.

Während sich in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts die Untersuchungen vor allem in den Mittelgebirgstälern, in denen große Areale der Talauen Auelehmdecken tragen, stärker auf deren Untergliederung und genetische Deutung konzentrierten - eine kritische Literaturübersicht aus der Zeit der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts gibt REICHEL (1953) - stellte TROLL (1926) im Alpenvorland heraus, daß es bereits im Spätglazial im Bereich der überhöhten Endmoränenzüge zu einer kräftigen Ausräumung und unmittelbar talabwärts zu flachen Aufschotterungen in Form langgezogener Schwemmfächer kam. Diese Vorstellung einer Reduzierung der spät- und postglazialen fluvialen Dynamik auf lokale, talabwärts wandernde Schwemmkegel wurde bei der Interpretation entsprechend alter Akkumulationsterrassen im Alpenvorland bis Ende der siebziger Jahre häufiger herangezogen (hierzu FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band). In abgewandelter, "moderner" prozessual-funktionaler Interpretation wurde sie von BUCH (u.a. 1988b: 149 ff.) für das Donautal im Raum Regensburg - Straubing erneut aufgegriffen (s.u.). Während BRUNNACKER (u.a. 1960) im endmoränennahen Periglazialraum aufzeigen konnte, daß diese Erosions- und Akkumulationsprozesse in den Tälern auch im Holozän noch weiterlebten, konnte durch die Arbeiten von HOFMANN (1973), WEINIG (1972), SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990) an der Isar nachgewiesen werden, daß die vermeintlich sukzessive talabwärts wandernden "Schwemmkegel" nicht existierten (FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band). Sowohl in endmoränennahen als auch in weit davon entfernten

Talabschnitten größerer Flüsse wie Isar und Donau kam es annähernd zeitgleich im Laufe des Spät- und Postglazials zur Ausbildung mehrerer Akkumulationsterrassen (SCHELLMANN 1988; 1993).

Vor allem mit den Arbeiten von BRUNNACKER (u.a. 1960), KOHL (1973), PIFFL (1974) und FINK (1977) im Alpenvorland sowie von SCHIRMER (u.a. 1983) im deutschen Mittelgebirgsraum setzte durch den Nachweis von mehreren jungpleistozänen und holozänen Flußterrassen eine wesentlich differenziertere Betrachtungsweise der spät- und postglazialen Flußdynamik ein. Dabei sahen BRUNNACKER (1977, 1975) und SCHIRMER (1983, 1988) eine klimatische Steuerung fluvialer Aktivitäten nicht nur im Hochglazial der letzten Kaltzeit, sondern in mehrfachen Phasen auch im anschließenden Spät- und Postglazial. Während BRUNNACKER (1977: 245) noch von einer Wiederholung holozäner Aktivierungsphasen etwa alle 1.000 Jahre ausging (BRUNNACKER 1977), konnten BECKER und SCHIRMER (BECKER & SCHIRMER 1977; BECKER 1982; SCHIRMER 1983, 1988) am Main auf der Basis zahlreicher Datierungen subfossiler Hölzer (sog. "Rannen") die postborealen Aktivitätsphasen verstärkter Sedimentumlagerungen zeitlich genauer eingrenzen. Durch die Arbeiten von SCHIRMER & STRIEDTER (1985) sowie STRIEDTER (1988a, b) am Oberrhein, SCHIRMER (1990) am Mittel- und Niederrhein, SCHELLMANN (1993 und in diesem Band) an der unteren Oberweser, FELDMANN (1990) an der mittleren Isar sowie SCHELLMANN (1988) an der unteren Isar und der Donau konnte aufgezeigt werden, daß an diesen größeren Flüssen des deutschen Mittelgebirgsraumes und des Alpenvorlandes etwa zeitgleich mehrere spätglaziale und holozäne Akkumulationsterrassen gebildet wurden (Abb. 8). Ihre Schlußfolgerung hinsichtlich einer überwiegend klimatischen Steuerung der jungquartären Flußdynamik in den größeren Tälern dieses Raumes ist daher naheliegend.

Gegen eine klimatische Steuerung der Flußdynamik der Donau im Hoch-, Spät- und Postglazial wendete sich BUCH (u.a. 1988b) und forderte statt dessen deren weitgehend eigendynamische Entwicklung. Bereits FINK (1977) hatte - wenn auch nur für das Spätglazial und Holozän - angenommen, daß die Flußdynamik der Donau im Gegensatz zu den tributären Flüssen eine Eigengesetzlichkeit hinsichtlich Erosion und Akkumulation besitze, die vom Klimarhythmus unabhängig sei. Hintergrund seiner Annahme war der unterschiedliche morphologisch-geologische Baustil der niederösterreichischen

Donautalweitungen. Er führte ihn auf unterschiedliche Akkumulation und Erosion der Donau zurück - je nach der Konfiguration der Flußstrecke (Wechsel von Engtalstrecken und Talweitungen) und dem Einfluß einmündender Nebenflüsse, die mit den pleistozänen Gletschern in Verbindung standen. Eine klimatische Steuerung schloß er jedoch nicht völlig aus, denn er betonte, daß das Beobachtungsmaterial nicht ausreiche, um eine eventuelle Verbindung zum klimatischen Geschehen des Holozäns zu ziehen (FINK 1977: 205). Dagegen nimmt BUCH (1989: 45) an, daß die Donau bereits seit dem Hochglazial eine klimaunabhängige Eigendynamik besessen habe. Im Gegensatz zu anderen Tälern wie Lech und Isar, in denen im Hochglazial die klassische lößfreie Hauptniederterrasse aufgeschottert wurde, entstand nach BUCH (u.a. 1988a) an der Donau in dieser Zeit eine Erosionsterrasse, das sog. "Hauptniveau der Niederterrasse (IB)". Bei der Interpretation der fluvialen Entwicklung wurde er inspiriert von dem theoretisch abgeleiteten "dynamic process-response model of river channel development" von HEY (1979) und deutete die Bildung der Donauterrassen primär als Ergebnis autozyklischer Erosions- und Akkumulationsprozesse. Dagegen wurde von SCHELLMANN (1988) aufgezeigt, daß die im Donautal erhaltenen Flußterrassen in etwa zeitgleich mit entsprechenden Akkumulationen in anderen Tälern des Alpenvorlandes und Mittelgebirgsraumes entstanden (s.u.), und daß sie deshalb primär als das Ergebnis eines überregional wirksamen klimatischen Steuerungsmechanismus anzusehen sind. Regionale und lokale Faktoren beeinflussten weniger den Zeitpunkt von Akkumulations- und Erosionsprozessen als vielmehr deren Ausmaße. Letzteres erklärt, warum jeder Talabschnitt einen individuellen Terrassenbaustil, also eine besondere Architektur des Talbodenaufbaus besitzt mit Unterschieden u.a. in Mächtigkeit, Aufbau und räumlicher Lagerung der Terrassenkörper (SCHELLMANN 1988, 1991).

Im Zusammenhang mit der Frage nach den wesentlichen Steuerungsmechanismen jungquartärer Flußdynamik, also bei Betrachtung längerer Prozeßabläufe in Zeiträumen von 10^2 bis 10^4 Jahren, sind im jüngeren Holozän als weiterer externer Einflußfaktor der Mensch und die von ihm bewirkten Veränderungen des Naturhaushaltes zu berücksichtigen. Vor allem in den größeren Tälern des Mittelgebirgsraumes - wie z.B. im Wesertal - wurde seit den dreißiger Jahren immer deutlicher (u.a. NATERMANN 1941), daß als eine Folge menschlicher Eingriffe die Hochwasserdynamik intensiviert wurde, was häufig zu einer erhöhten Ablagerung feinklasti-

scher Hochflutsedimente in der Aue führte (hierzu SCHELLMANN in diesem Band). Inzwischen liegen aus zahlreichen kleineren und größeren Tälern verschiedene Beobachtungen über eine intensive anthropogene Beeinflussung des fluvialen Geschehens mindestens seit der Römerzeit vor (siehe auch MÄCKEL 1993: 399 ff.). In jüngeren Arbeiten konnten u.a. SCHIRMER (1983) im Maintal, SCHELLMANN (1988; 1993) im Donau- und im unteren Isartal sowie FELDMANN (1990) im mittleren Isartal aufzeigen, daß neben der veränderten Hochflutdynamik auch die Erosions- und Akkumulationsvorgänge im Flußbett verstärkt von den anthropogen ausgelösten Veränderungen des Naturhaushaltes der Einzugsgebiete und Täler beeinflusst wurden (s.u.). Höhepunkt der anthropogenen Eingriffe waren dann die seit Mitte des 19. Jahrhunderts in vielen Tälern des Alpenvorlandes und Mittelgebirgsraumes durchgeführten Flußlaufbegradigungen und -festlegungen, die bis in die Hochlagen der Einzugsgebiete zurückreichten.

Parallel zur Erweiterung der Kenntnisse über den morphologisch-geologischen Aufbau von Talböden in Mitteleuropa wurden vor allem in den letzten dreißig Jahren sowohl im Bereich der flußinternen Steuerungsparameter fluvialer Dynamik, als auch im Bereich der Wechselwirkungen zwischen dem fluvialen System und der sich verändernden natürlichen Umwelt wichtige Fortschritte erzielt. Modelle wie das "complex response" von SCHUMM (u.a. 1979) oder das "konzeptionelle Modell" (BARSCH & MÄUSBACHER 1993) basieren im wesentlichen auf Erkenntnissen von Laborexperimenten oder der Untersuchung aktueller fluvialer Prozesse und Sedimente. Sie geben bei der Interpretation von Terrassen und Terrassenkörpern, die allerdings das Ergebnis langfristiger Prozeßabläufe sind, wichtige Erklärungsansätze.

1.2. Zur Abgrenzung und Alterseinstufung von Terrassen, Terrassenkörpern und fluviatilen Fazien

Die Grundlage jeder flußdynamischen Interpretation ist zunächst eine räumlich und altersmäßig möglichst detaillierte Erfassung der erhaltenen Zeugnisse. In diesem Zusammenhang resultieren Meinungsdivergenzen in der Interpretation häufig bereits aus einer unterschiedlichen Begriffsbestimmung, Abgrenzung und Alterseinstufung der Flußterrassen (morphologisch) einschließlich ihrer Terrassenkörper (geologisch) und fluviatilen Fazien. Dabei besteht natürlich

das Problem, daß aus den Zeiten vorherrschender Talausräumung entsprechende Sedimente fehlen, diese Perioden daher nicht durch korrelierte Sedimente zu belegen sind. Ebenso existieren entlang eines Flußlaufes Laufstrecken, wie insbesondere in Engtalbereichen, in denen ältere Ablagerungen erodiert sind. Durch entsprechend großräumige Bearbeitung vor allem der Talweitungen kann dieses Problem minimiert werden.

Da in mehreren jüngeren Veröffentlichungen die Methoden der Abgrenzung jungquartärer Flußterrassen und Terrassenkörper beschrieben worden sind (u.a. SCHELLMANN in diesem Band), genügen hier einige kurze Erläuterungen (hierzu auch EHLERS 1994: 270 ff.).

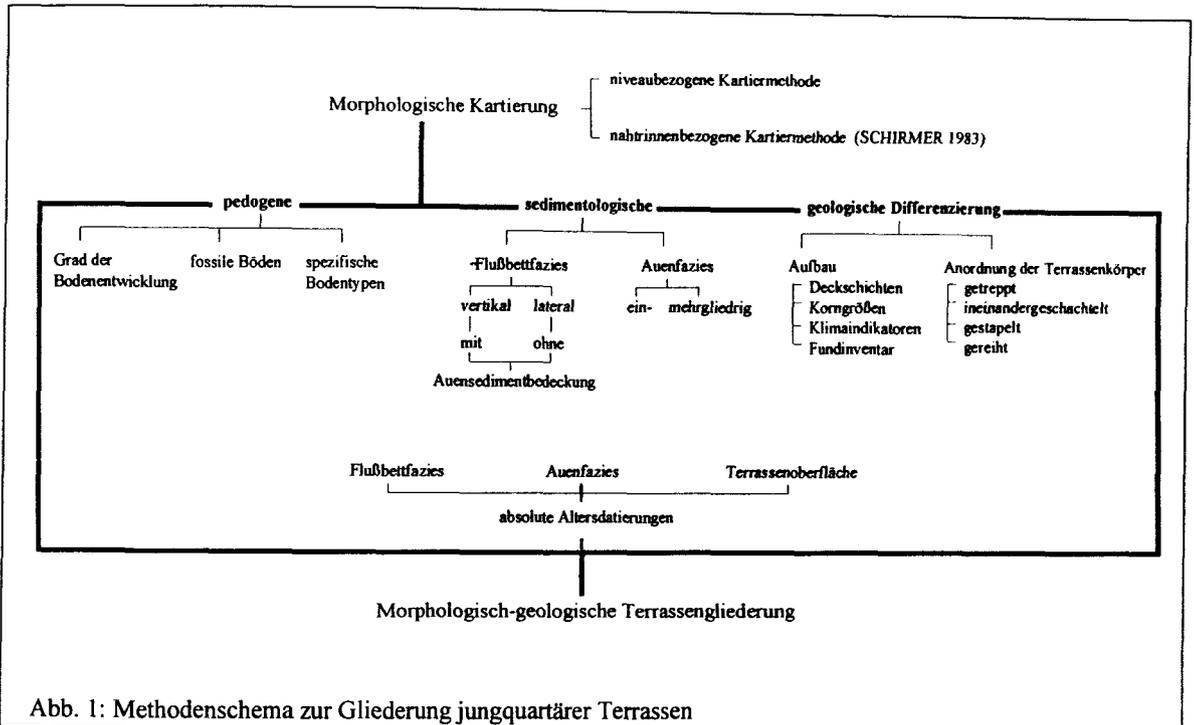
Der Begriff "Terrasse" bezeichnet eine morphologisch klar abgrenzbare Verebnung, wobei mehrere dieser Verebnungen entweder eine Terrassentreppe mit unterschiedlich hohen Verebnungsniveaus bilden oder als Reihenterrassen ein annähernd gleich hohes Oberflächenniveau besitzen. Entlang eines Flußlaufes können Terrassen gleichen Alters, wie beispielsweise die NT 3 bis H 4-Terrasse der Donau (s.u.), je nach Talabschnitt als Terrassentreppe oder auch als Reihenterrassen aneinandergrenzen. Gegen diese morphologische Definition und Abgrenzung von Reihenterrassen wendet sich BUCH (1989: 42) und definiert eigenständige Auenstufen bzw. Reihenterrassen in der Weise, daß diese zusätzlich durch eine unterschiedliche pedostratigraphische Gliederung ihrer Auensedimente gekennzeichnet sein müssen. Dieser Auffassung kann nicht gefolgt werden, da Terrasse ein morphologischer Begriff ist und dann auch morphologisch abgrenzbar sein sollte. Aber auch, wenn man davon absieht, und man der Definition von BUCH folgt, dann würden zwangsläufig viele ältere Auenterrassen, deren Böden erodiert und von jungen Hochflutsedimenten überdeckt sind, mit jüngeren Terrassenstufen zusammengefaßt werden.

Die morphologische Abgrenzung der Terrassenstufen ist anhand ihrer Niveauunterschiede möglich. Die Reihenterrassen, die durch seitliche, also laterale Flußlaufverlagerungen gebildet werden und daher von SCHIRMER (1983) auch als "L-Terrassen" (Lateral-Terrassen) bezeichnet wurden, lassen sich mit Hilfe der "nahtrinnenbezogenen Kartiermethode" (SCHIRMER 1983) in Einzelterrassen untergliedern. So zeichnen primäre Auenrinnen das laterale Wachstum der Terrassenfläche nach, wobei die Verbindung aller primären Auenrinnen im Außenrand der Terrassenoberfläche eine tiefergelegene Zone

bildet, die sog. "Nahtrinne" (SCHIRMER 1983: 29). Dadurch entsteht als morphologische Grenze zur nächstälteren Terrasse eine deutliche Terrassenkante. Da die Oberflächen dieser "Mäanderterrassen" häufig ein allmähliches Abfallen vom fluß- bzw. paläoflußnahen Uferwall über die zentralen Bereiche zum tiefer gelegenen Außenrand hin besitzen, können sie zudem ein tieferes Terrassenniveau vortäuschen. Bei groß-flächiger Erhaltung ist manchmal als jüngstes Stadium der Terrassenbildung das verlandete Paläoflußbett erhalten. Die Datierung des Beginns seiner Verfüllung ergibt einen Altershinweis für das Ende der Terrassenbildung, wie dies beispielsweise für die subboreale H 3-Terrasse an der Weser gezeigt werden konnte (SCHELLMANN in diesem Band). Vor allem ROTNICKI (u.a. 1991) und ROTNICKI & BORÓWKA (1985) konnten aufzeigen, daß durch Rekonstruktion der ehemaligen Flußbettdimensionen solcher Paläomäander paläohydrologische Aussagen gemacht werden können. Entsprechend detaillierte Untersuchungen fehlen bisher aus den Tälern des deutschen Alpenvorlandes und Mittelgebirgsraumes.

Beide Kartiermethoden ermöglichen eine relativ-stratigraphische Untergliederung von Talböden, die dann vor allem über die Pedostratigraphie und letztendlich natürlich durch absolute Altershinweise weiter abgesichert werden kann (Abb. 1). Zusätzliche Kenntnisse über die Basis der Terrassen, deren sedimentologischem Innenbau, die Verbreitung und Untergliederung von Hochflutfazien sowie der Entwicklungsgrad rezenter und fossiler Böden bilden dann die Grundlage für weitergehende prozeßorientierte, paläohydrologische und -ökologische Aussagen zur Talgeschichte. Abb. 1 zeigt ein vereinfachtes Raster einer möglichen Vorgehensweise zur Untergliederung jungquartärer Talböden vor allem in Hinblick auf Anzahl und Alterstellung von Flußterrassen, ihre morphologisch-geologische Lagerung im Talgrund, ihren sedimentologischen Aufbau und Innenbau sowie ihre Deckschichten und Böden.

Die Kenntnis der Tiefenlage der Terrassenbasen ist notwendig, um Aussagen zur Gesamtbilanz der Akkumulations- und Erosionsprozesse machen zu können. Bei den lateral gewachsenen Terrassen lassen Höhengleichheit (als Reihenterrassen) oder geringe Höhenunterschiede (Terrassentreppe) noch keine Rückschlüsse auf Veränderungen des Erosionsverhaltens eines Flusses während ihrer Bildung zu. Abgesehen davon, daß unterschiedlich mächtige Auensedimentdecken Höhendifferenzen erzeugen können, kann die geringere Erhebung einer L-Ter-



rasse aber auch allein die Folge einer Flußbettverbreiterung bzw. -verflachung sein, ohne daß eine Abflußänderung notwendig erscheint. Dadurch kann nicht nur bei tieferer, sondern auch bei gleichbleibender oder sogar höherer Lage der Flußbettsohle ein morphologisch tieferes Aufschüttungsniveau entstehen. Das gilt ebenso bei annähernd gleich hoher Oberflächenerhebung in Form von Reihenterrassen. Sowohl bei einer Aufhöhung der Flußbettsohle als auch bei deren Tieferlegung können gleich hohe Aufschüttungsniveaus entstehen, falls diese Sohlenveränderung durch entsprechende Flußbettverbreiterung bzw. -einengung kompensiert wird. Daher sind paläohydrologische Aussagen zur Gesamtbilanz fluvialer Erosionsprozesse innerhalb eines mäandrierenden Flußlaufes, ob diese positiv war und zu einer Sohleneintiefung führte oder negativ und damit durch eine Sohlenaufhöhung kompensiert wurde, neben der Art der Sedimentationsprozesse im Flußbett erst bei Kenntnis der Terrassenbasis möglich.

Innerhalb der jungquartären Terrassensequenz größerer Täler Mitteleuropas sind nicht nur von der morphologischen Gliederung ihrer Oberfläche, sondern auch von den Akkumulations- und Erosionsprozessen her zwei genetisch unterschiedliche Terrassenbildungen bekannt. Neben den L-Terrassen sind Terrassenkörper erhalten, die bei vorherrschender vertikaler Sohlenaufhöhung von einem stark verwilderten Flußlauf ("braided river") in einem in der Regel sehr breiten aktiven Flußbettareal aufgeschot-

tert wurden. Häufig ist das mehrarmige, sich verzweigende Paläoflußbettmuster heute noch in Form von Tiefenlinien auf der Terrassenoberfläche erhalten. Diese weitgehend vertikal aufgehöhten Terrassen wurden von SCHIRMER (1983) als "V-Terrassentyp" bezeichnet. Sedimentologisches Kennzeichen ihres Terrassenkörpers sind horizontal- und troggeschichtete Flußbettsedimente. Dagegen besitzen die Flußbettsedimente der L-Terrassen im Flußquerschnitt eine großbogige Schrägschichtung (Gleithangschichtung). Auch die Flußbettablagerungen größerer alpiner Nebenflüsse wie der Isar, die vor ihrer Regulierung zu stärkeren Verwilderungen neigten, besitzen diesen großbogig schräggeschichteten Innenbau (SCHELLMANN 1988).

An der Basis beider Sedimentationstypen befindet sich eine ausgeprägte matrixarme Grobschotterlage, in der Blöcke (residuale Blocklage) eingelagert sind. Derartige matrixarme "Grobschotterlagen" bzw. "Basisblocklagen" entstehen als Residuen der Erosion bei hoher Strömungsgeschwindigkeit an der Flußbettsohle (Sohlenpanzerung). Teilweise besitzen sie zumindest an der Donau und Isar auch höhere Matrixanteile, was wohl von der örtlichen Strömungsgeschwindigkeit sowie der Relieferung der Flußbettsohle und dadurch erzeugter Leepositionen abhängig ist. Da die blockreichen Basallagen Erosionsdiskordanzen darstellen, ermöglichen sie die stratigraphische Untergliederung gestapelter Flußbettsedimente. An der Basis weitgehend vertikal aufgehöhter Terrassenkörper, wie z. B. den hochglazialen

Niederterrassen, belegen sie eine Erosionsphase, die der überwiegend vertikalen Akkumulation ihrer Flußbettsedimente vorausging. Bei den durch seitliche Flußbettverlagerungen gewachsenen Terrassenkörpern entsteht diese Basallage dagegen zeitgleich mit dem lateralen Ausbau des Terrassenkörpers. Seitenerosion am Prallhang, Ausräumung im Hauptstromstrich sowie Akkumulation im Gleithangbereich bilden ein zeitgleiches Nebeneinander. Eine Tieferlegung der Flußbettsohle erfolgt bei den Reihenterrassen sobald die Ausräumung im Flußbett den Sedimenteintrag von den tributären Nebenflüssen und von den Prallhängen übertrifft, die Gesamtbilanz also negativ ist. Kommt es dabei an einigen Stellen erst einmal zur Entfernung der Sohlenpanzerung, dann kann bei wenig kohäsivem, d.h. leicht erodierbarem Sohlgestein die Eintiefung schnell voranschreiten. Bei Erreichen eines neuen Gleichgewichtszustandes kann dieses neue Sohlenniveau nun durch seitliche Verlagerungen des Hauptstromstriches lateral im Tal ausgeweitet werden. Ist der Sedimenteintrag über die Zuflüsse und durch die Seitenerosion an den Prallhängen höher als die Transportkraft im Flußbett, die Gesamtbilanz also positiv, dann kommt es zur Sohlenerhöhung und häufig zur Verwilderung des Flußlaufes. Wie diese wenigen Aspekte bereits zeigen, dokumentieren L- und V-Terrassenkörper sehr unterschiedliche Phänomene fluvialer Dynamik.

Auch in der Intensität der Ablagerung von Hochflutsedimenten unterscheiden sich verwilderter ("braided river") und mäandrierender Fluß in der Regel deutlich. Beim braided river-Flußtyp erfolgte mit der sommerlichen Schneeschmelze der Hochwasserabfluß in der Regel gebündelt innerhalb des breiten Flußbettareals, so daß bei hoher Strömungsgeschwindigkeit und bei hohem grobklastischem Frachtanteil nur selten im Strömungsschatten geringmächtige feinklastische Sedimente abgelagert wurden. Sofern die V-Terrassen nicht nachträglich von wesentlich jüngeren sekundären Hochwasser- und Windablagerungen überdeckt wurden, sind an ihrer Oberfläche heute in der Regel grobklastische Flußbettsedimente neben vereinzelt auftretenden feinklastischen Rinnensedimenten verbreitet. Bei den L-Terrassen kommt es dagegen bereits während ihres lateralen Ausbaus auf den im Gleithang abgelagerten Flußbettsedimenten zur Auflagerung einer primären, meist feinklastischen Hochflutfazies. Bereits nach einigen Jahrzehnten der Hochwasserüberformung können dort fast ebenso mächtige Auen-sedimente wie in den angrenzenden älteren Auenbereichen abgelagert werden. Entsprechende Beispiele

sind u.a. von der unteren Oberweser (SCHELLMANN in diesem Band) und der Donau (BECKER et al. in diesem Band) beschrieben. Die L-Terrassen tragen daher in den größeren Tälern des Mittelgebirgsraumes und Alpenvorlandes, je nach deren Schwebstofffracht und Talgefälle, unterschiedlich mächtige feinklastische Auen-sedimentdecken.

Da die Erosions- und Transportkraft eines Flusses mit Erhöhung des Abflusses zunimmt, sollte eine Erhöhung der bordvollen Abflüsse und der Hochwasserereignisse synchron mit gesteigerten Erosions- und Akkumulationsprozessen im Flußbett verlaufen. Bei einer Abnahme der Hochflutereignisse dominiert in der hochwasserbeeinflussten Aue die Bodenentwicklung, eine Steigerung derselben führt zu einer Überdeckung zumindest der in den Auenrinnen entwickelten Böden. Während begrabene Böden Ruhephasen der Hochflutdynamik belegen und terrassenspezifische Bodentypen wie Feuchtschwarzerden besondere paläoökologische Verhältnisse bezeugen, ermöglicht insbesondere der Intensitätsgrad der Bodenentwicklung eine weitere relativstratigraphische Abgrenzung. Bodentypologische Beschreibungen finden sich in diesem Band für das untere Oberwesertal bei SCHELLMANN, als Vergleich zwischen Main und Oberwesertal bei SCHELLMANN & SCHIRMER, für das mittlere Isartal bei FELDMANN & SCHELLMANN sowie für das untere Isartal bei SCHELLMANN et al.. Natürlich ist die pedostratigraphische Abfolge zwischen den verschiedenen Flußgebieten unterschiedlich, da sie neben dem Faktor Zeit vor allem von den Sedimenten und von der Häufigkeit der Überflutungen abhängig ist.

Besondere Bedeutung besitzt letztendlich die absolute Alterseinstufung der Terrassen und Sedimente. Absolute Altersdatierungen wie zum Beispiel ^{14}C - und dendrochronologische Datierungen der in den Terrassenkörpern eingesedimentierten Hölzer, aber auch eingelagerte Artefakten und Faunen ermöglichen für den Zeitraum ausgehendes Spätglazial - Holozän genauere Alterseinstufungen. Die Ausbildung der subrezentzen Holozänterrassen kann zudem über urkundliche Erwähnungen von Siedlungen und Flurnamen zeitlich annähernd eingengt werden, seit dem 19. Jh. stehen lagegenaue topographische Karten zur Verfügung (SCHELLMANN 1988). Abgesehen von dem Problem unterschiedlicher Zeitskalen (^{14}C a BP, dendrochronologisch kalibrierte ^{14}C a BP, Dendrojahre v./n. Chr.) ist bei der Interpretation vorhandener Altersdaten zu berücksichtigen, daß Alter von der Terrassenoberfläche

(z.B. Flurnamen) natürlich jünger sind als der unterlagernde Terrassenkörper. Bei Altersdaten, die aus der feinklastischen Hochflutsedimentdecke von L-Terrassen stammen, ist zu differenzieren, ob diese aus primären oder sekundären Hochflutsedimenten oder aus dem verfüllten Paläoflußbett stammen. Primäre Auen- und Aurinnensedimente können bereits abgelagert werden, während die Ausbildung der Terrasse noch andauert (SCHELLMANN in diesem Band). Sekundäre Hochflutsedimente und ebenso die Verfüllung von Paläoflußbetten sind ebenfalls jünger als der unterlagernde Terrassenkörper. Bei Altersdaten, die aus den kiesigen Flußbetsedimenten stammen, ist, falls ihre genaue Lage im Terrassenkörper nicht bekannt ist, zu bedenken, daß sie eventuell aus unterlagernden älteren Sockelschottern stammen könnten. Bei allen Einzeldaten aus fluvialen Sedimenten besteht darüber hinaus das Problem, daß diese umgelagert sein könnten.

2. Stratigraphie und Baustil würmzeitlicher und holozäner Terrassen im Überblick

Die eventuell älteste Terrassenbildung der Würm-Kaltzeit bildet im Talgrund mehrerer Täler des Alpenvorlandes und Mittelgebirgsraumes eine häufig im Niederterrassenniveau liegende lößbedeckte Terrasse, deren Oberfläche tiefer liegt als die der mittelpleistozänen Terrassen. Derartige "lößbedeckte Niederterrassen" sind zum Beispiel die "Fellheimer Terrasse" im Weißenhorner Tal an der Iller (u.a. ELLWANGER 1988), die "T6" am Untermain (SEMEL 1972), die "TE2" an der Enz (BIBUS 1989), die "Älteren Niederterrassenflächen" im Harzvorland (RICKEN 1982), die "Übergangsterrasse" an der unteren Oberweser (SCHELLMANN in diesem Band) und an der Isar (SCHELLMANN 1988, 1990) sowie die "Übergangsterrasse" (SCHELLMANN 1988, 1990) bzw. das "Deckniveau der Niederterrasse (IA)" (BUCH 1988a) an der Donau. Die genaue stratigraphische Stellung dieser jüngsten lößbedeckten Terrasse ist noch unklar. Nach paläopedologischen Befunden ist sie sicherlich älter als das Würm-Hochglazial (SCHELLMANN 1993).

Die fluviale Formung der lößfreien Talgrundbereiche erfolgte dagegen während und nach dem Würm-Hochglazial, wobei ihr Beginn bisher unbekannt ist. Von verschiedenen größeren Tälern des Alpenvorlandes (Isar, Donau) und Mittelgebirgsraumes (Main, Oberweser, Rhein) sind Neuaufnahmen veröffentlicht (Abb. 8), die in den letzten Jahren auf der Basis des oben skizzierten methodischen Ansatz

es durchgeführt wurden. Danach kam es seit der hochglazialen Aufschotterung der klassischen Hauptniederterrasse zur Ausbildung von zwei weiteren würmzeitlichen Niederterrassen (strat.) und bis zu sieben holozänen Terrassen, deren jeweilige Bildung in den untersuchten Tälern annähernd synchron erfolgte (s.u.). Abgesehen davon existieren jedoch zwischen den einzelnen Tälern mehr oder minder deutliche Unterschiede im morphologischen, geologischen, sedimentologischen und pedologischen Erscheinungsbild der Terrassen. Für das Main- und das untere Oberwesertal sind deren Gemeinsamkeiten und Unterschiede bei SCHELLMANN & SCHIRMER (in diesem Band) dargestellt. Vor allem am Beispiel des unteren Isar- und Donautales läßt sich aufzeigen, daß nicht nur jedes Tal, sondern häufig sogar jeder größere Talabschnitt einen individuellen Terrassenbaustil besitzt.

2.1. Zur Frage einer eigendynamischen Entwicklung der Donau im Jungquartär

Im Zusammenhang mit der Frage nach der Steuerung fluvialer Prozesse in Zeiträumen von 10^2 bis 10^4 Jahren gibt es für das Donautal zwischen Regensburg und Straubing derzeit zwei konträre Erklärungsansätze. Auf der einen Seite wird die Steuerung fluvialer Dynamik primär als Ergebnis sich zyklisch und phasenhaft ändernder externer Einflußfaktoren, also von Klima- und Vegetationsänderungen angesehen. In historischer Zeit bewirkten die zunehmenden Eingriffe des Menschen zusätzlich verschiedene flußdynamische Reaktionen. Dieser Ansatz (SCHELLMANN 1988, 1990, 1991) sieht in der fluvialen Ausgestaltung des Donautalbodens weitgehend das Ergebnis komplexer Wechselwirkungen (Abb. 10) zwischen extern (vor allem Klima, Vegetation, Mensch) ausgelösten Veränderungen flußinterner Größen (Abfluß, Gefälle, Fracht) und der jeweiligen Raumsituation (u.a. Talgeschichte, Talkonfiguration, Seitentäler, Geologie etc.). Dagegen wird von BUCH (u.a. 1988a, 1988b) die Auffassung vertreten, daß die fluviale Dynamik der Donau im Würm-Hoch- und Spätglazial nicht klimatisch gesteuert ist. Vor allem lokale und regionale Einflußfaktoren würden den Zeitpunkt und das Ausmaß fluvialer Akkumulations- und Erosionsprozesse bestimmen. Nach einer räumlichen Erweiterung seiner Bearbeitungen des Donautales unterhalb von Regensburg bis in den Talraum bei Straubing stellt BUCH (1989: 75 f.) dann fest, daß ein klimatischer Einfluß auf flußmorphologische Veränderungen generell nicht geleugnet werden. Die geomorphodynamische Wirksamkeit kli-

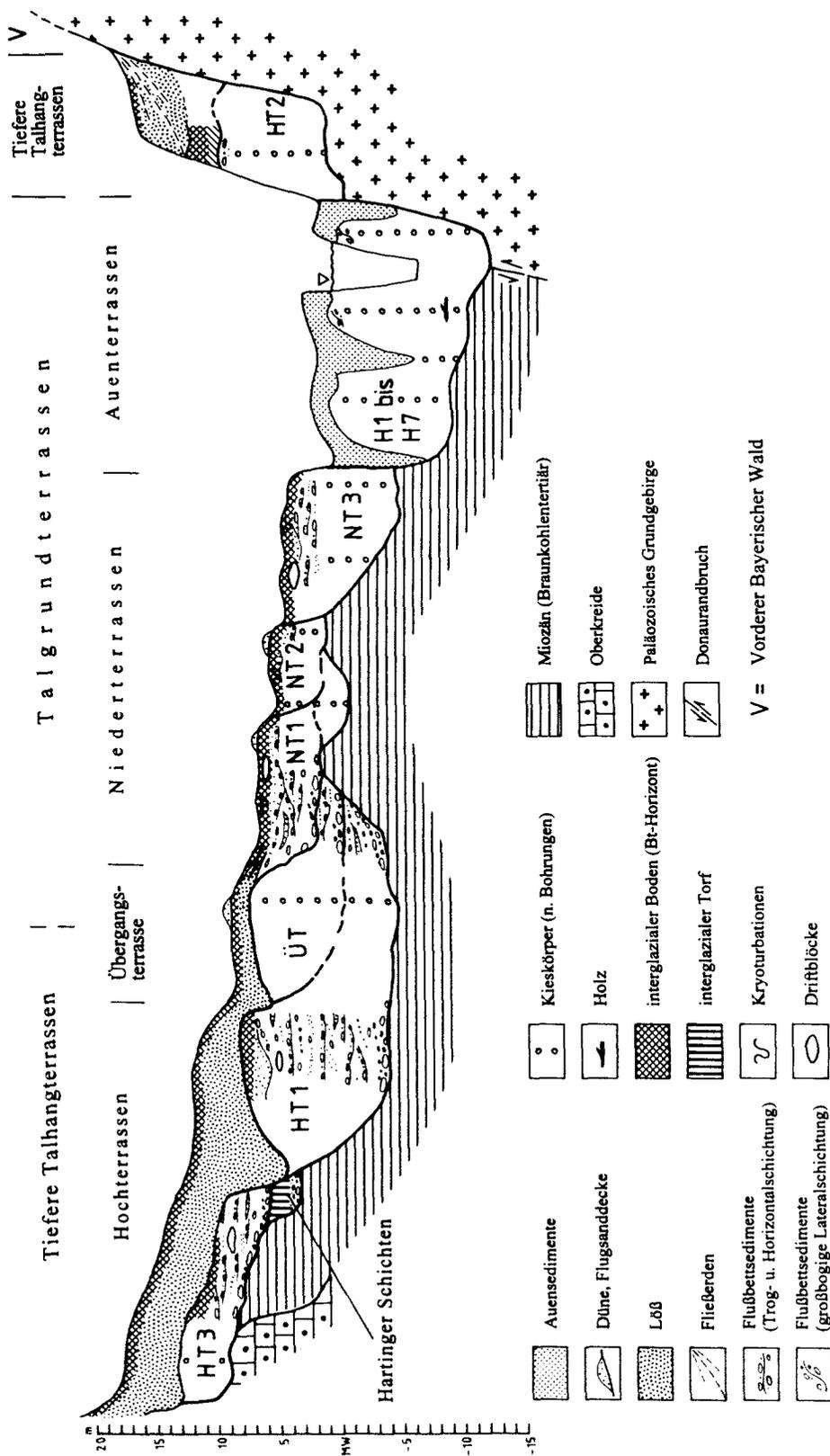


Abb. 2: Mittel- und jungquartäre Terrassen im Donautal zwischen Regensburg-Harting und Hofdorf. (Die vertikale Erhebung ist maßstabgetreu, die horizontale Erstreckung ist schematisch; Kartierungen und Bohrungen in SCHELLMANN 1988)

matischer Impulse in der Größenordnung holozäner Klimafluktuationen würden wesentlich vom aktuellen Entwicklungsstand des Erosions-/Akkumulationsprozesses in Bezug auf systemimmanente Schwellenwerte abhängen. Damit nähert er sich der Auffassung von SCHELLMANN (1988), daß die jungquartären Terrassen im Donautal zunächst die Folge einer klimatischen Steuerung der Flußdynamik sind, ihr Baustil aber wesentlich von lokalen und regionalen Einflüssen geprägt wird. Obwohl die differierenden Auffassungen beider Bearbeiter zur jungquartären fluvialen Entwicklung des Donautales bereits bei SCHELLMANN (1990: 5 ff.) diskutiert worden sind, erscheint es aufgrund der Darstellung dieser Ansichten in der jüngeren Literatur (u.a. EHLERS 1994; HABBE 1994; JERZ 1993; HANTKE 1993) notwendig, zumindest einige wichtige Aspekte zur flußdynamischen Entwicklung in diesem Talabschnitt der Donau erneut aufzugreifen. Weitere Details der unterschiedlichen Befunde und Interpretationen sind bei SCHELLMANN (1990: 5 ff.) diskutiert.

Im Donautal zwischen Regensburg und Straubing wird der Talgrund vor allem im Norden vom Präquartär des Vorderen Bayerischen Waldes oder von lößbedeckten tieferen und höheren Talhangterrassen überragt. Letztere bauen im Süden den fruchtbaren Gäuboden des Dungaues auf. Die jüngsten und am tiefsten gelegenen Teilmglieder dieser Talhangterrassen (Abb. 2) sind die mindestens rißzeitlichen Hochterrassen HT 1 bis HT 3 (HT = Hochterrasse; 1 = jüngere, 3 = ältere HT; Untergliederung der Hochterrassen in SCHELLMANN 1988, 1990). Von diesen teilweise weiträumigen, lößbedeckten Terrassenniveaus des tieferen Talhanges ist der Talboden durch einen mehrere Meter hohen Stufenabfall deutlich abgesetzt.

Am äußeren Rand des Talgrundes sind manchmal schmale, 1 - 3 m höhere Terrassenleisten erhalten (Abb. 2), die eine 1 - 3 m mächtige Würmlößdecke besitzen. Aufgrund dieser Lößbedeckung und da sie morphologisch zu den Hochterrassen überleiten, wurde dieses Terrassenniveau von SCHELLMANN (1988) als "Übergangsterrasse" (ÜT) bezeichnet. Die bisherigen Bearbeiter dieses Raumes sahen sie als "löß- bzw. schwemmlößbedeckte Niederterrasse" an (SCHELLMANN 1990: 5, 58). BUCH (u.a. 1988a) bezeichnete sie als "Deckniveau der Niederterrasse (IA)". Der sich zum Donaulauf hin erstreckende Talgrund gliedert sich morphologisch in die drei unterschiedlich hohen würmzeitlichen Niederterrassen NT 1 bis NT 3 sowie die deutlich tiefer

gelegene holozäne Donauaue. Die NT 1 entspricht bei BUCH weitgehend dem "Hauptniveau der Niederterrasse (IB)" und die NT 2 und NT 3 dem "Auflösungsniveau der Niederterrasse (IC)". BUCH geht davon aus, daß alle Niederterrassenniveaus in einem einheitlichen, gleich alten Schotterkörper angelegt sind. Da paläopedologische Untersuchungen von BUCH (1988) und SCHELLMANN (1988) belegen, daß die Ablagerung der Lößdeckschichten auf dem "Deckniveau der Niederterrasse (IA)" bzw. auf der "Übergangsterrasse" vor dem Denekamp-Interstadial einsetzte, muß die fluviale Formung in diesem Bereich bereits vorher abgeschlossen gewesen sein. Während SCHELLMANN (1988) die tieferen Niederterrassenniveaus als Akkumulationsterrassen des Hoch- und Spätglazials ansieht, postuliert BUCH (1988), daß diese lediglich Erosionsniveaus darstellen, die in den Flußbettsedimenten des "Deckniveau der Niederterrasse (IA)" bzw. der "Übergangsterrasse" durch flächenhaft wirksame Tieferlegung des Gerinnebettmusters angelegt wurden. Die sich daraus ableitende prozeßdynamische Problematik seiner Vorstellung wurde bereits bei SCHELLMANN (1990: 6 f.) diskutiert. Damit fordert BUCH für das Hoch- und Spätglazial eine Erosionsdynamik ohne jegliche kaltzeitliche Aufschotterung, eine Forderung, die im Gegensatz zu zahlreichen Befunden aus anderen Tälern des Alpenvorlandes und Mittelgebirgsraumes steht.

Durch Aufschlüsse und mit Hilfe von zahlreichen Schichtenverzeichnissen von Bohrungen konnte aufgezeigt werden (SCHELLMANN 1988), daß es sich bei dem nach BUCH vermeintlich einheitlichen Übergangs- und Niederterrassenkörper, um eine Sequenz von mehreren, teilweise gestapelten Sedimentkörpern handelt. So werden in großen Bereichen dieses Talraumes die ÜT und die beiden älteren NT 1 und NT 2 von Sockelschottern der HT 1 unterlagert. Der Verlauf der HT 1-Tiefenrinne konnte über mehrere Kilometer hinweg in der präquartären Talsohle südlich des heutigen Donaulaufes verfolgt werden (Abb. 3). Nördlich von ihr erstreckt sich das ehemalige Flußbettareal der NT 3 und damit eine zweite Tiefenrinne im miozänen Sohlgestein, von der dann die holozäne Donauaue durch einen erneuten markanten Abfall der Quartärbasis abgesetzt ist (Abb. 2). Entgegen der Annahme von BUCH (1988a: 47), daß die Schwankungen der Quartärbasis nicht der morphologischen Oberflächengliederung folgen, ist diese zweite im Bereich der Niederterrassen auftretende Tiefenrinne mit der morphologischen Verbreitung der NT 3 verknüpft. Sie wurde daher von einer unmittelbar der NT 3-Aufschotterung voraus-

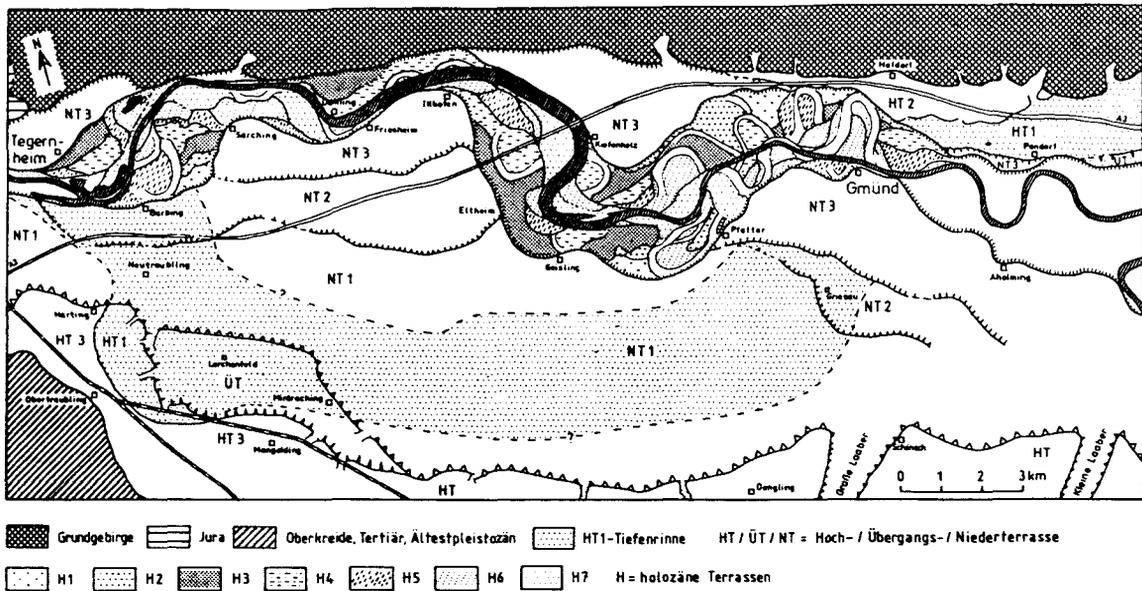


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Verbreitung mittel- und jungquartärer Donauterrassen zwischen Tegernheim und Gmund (Kartierungen in SCHELLMANN 1988, 1990)

gegangenen Tiefenerosionsphase geschaffen. Damit ist gesichert, daß die NT 3 kein erosiv angelegtes "Auflösungsniveau der Niederterrasse" (BUCH 1988a) darstellt, sondern als Akkumulationsterrasse von der älteren NT 2 durch eine bedeutende Erosionsphase zu Beginn und eine nachfolgende Akkumulationsperiode abgesetzt ist.

Dergleichen konnte durch Aufschlußbeobachtungen im Talraum nördlich von Regensburg-Harting auch für die NT 1 aufgezeigt werden (Aufschlußbeschreibungen in SCHELLMANN 1988, 1990). Sie baut sich aus einem horizontal- und troggeschichteten V-Schotter auf, dessen Basalfolge deutlich höher liegt als die der NT 3 (Abb. 2). An der Oberkante ihres Terrassenkörpers gibt es keinerlei Hinweise etwa in Form von Erosionsdiskordanzen mit residualen Blocklagen, die auf eine flächenhafte erosive Tieferlegung hinweisen würden. Das gilt auch für die NT 2, deren hangender Terrassenkörper in zwei Aufschlüssen in diesem Raum einsehbar war. Zuzustimmen ist daher BUCH lediglich insofern, als daß die fluviale Formung im Bereich seines "Deckniveaus der Niederterrasse (IA)", das der Übergangsterrasse entspricht, bereits vor dem Jungwürm abgeschlossen war. Anschließend erfolgte jedoch keine erosive Herauspräparierung der tieferliegenden lößfreien Niederterrassenniveaus, sondern es kam im Wechsel von Erosions- und Akkumulationsperioden zur Bildung dreier hoch- und spätglazialer Niederterrassen

der NT 1, NT 2 und NT 3.

Bezüglich der unterschiedlichen Auffassungen zur holozänen Flußgeschichte sei an dieser Stelle nur auf eine wichtige flußdynamische Vorstellung von BUCH (1988a) eingegangen (ausführlicher in SCHELLMANN 1990: 5 ff.). Er postuliert im Anschluß an die spätglazial/holozäne Tiefenerosionsphase die vertikale Aufschotterung einer "horizontal geschichteten Basalfolge" durch ein verzweigtes Gerinnebettmuster der Donau. Diese "Basalfolge" soll nach BUCH alle späteren, durch einen mäandrierenden Donaulauf abgelagerten Flußbettsedimente unterlagern und sich durch ihre Geröll- und Blockführung von der Hangendfolge abheben (BUCH 1988a: 53). Diese Annahme stützt sich auf eine Interpretation der Schichtenverzeichnisse von Bohrungen. Wie oben ausgeführt (Kap. 1.2), sind aber die Basislagen sowohl der von verzweigten Gerinnebettmustern (braided river) als auch der von mäandrierenden Flußläufen abgelagerten Sedimentkörper blockreich und matrixärmer. Belege für die Forderung von BUCH (u.a. 1988a, 1988b, 1989), daß die Donau in diesem Talabschnitt im Alt- und Mittelholozän ein verzweigtes Gerinnebettmuster besaß, fehlen. Bereits die älteste präboreal/boreale Holozänterrasse besitzt von der Oberflächenmorphologie her das Erscheinungsbild einer lateral gewachsenen "Mäanderterrasse".

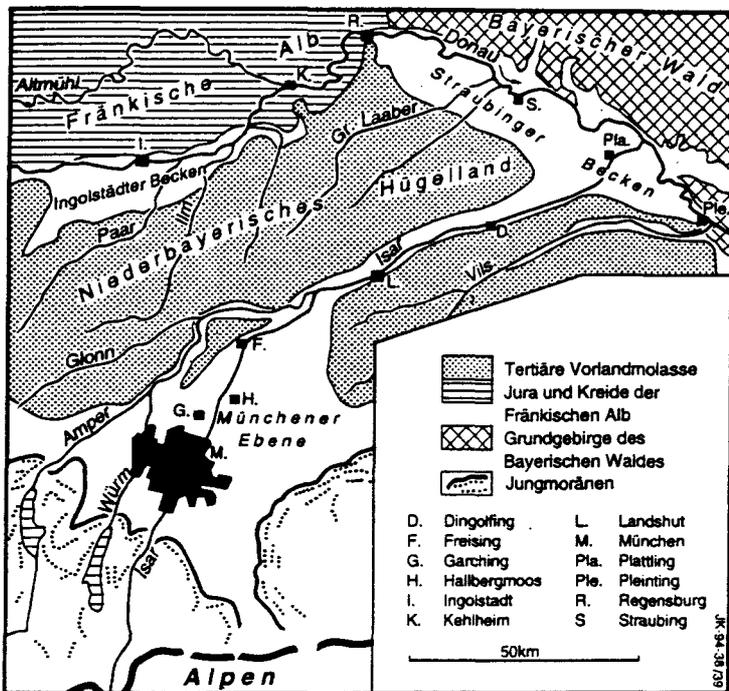


Abb. 4: Topographische Übersicht

2.2. Veränderungen des Terrassenbaustils und der Abflußdynamik am Beispiel des unteren Isar- und Donautales

Das gemeinsame Merkmal des Isar- und Donautales ist die hydrologische Anbindung beider Flüsse an die kaltzeitliche Alpenvorlandsvergletscherung. Dabei repräsentiert die untere Isar einen alpinen Vorlandfluß, der weiter entfernt von der ehemaligen pleistozänen Vorlandvergletscherung der Alpen fließt. Erst flüßaufwärts im Raum München durchbricht die Isar die Jungendmoränen des Würm-Hochglazials (Abb. 4). Ihr Abfluß wird wesentlich geprägt durch ihr alpines Einzugsgebiet, d.h. mit der Folge periodisch stark schwankender Wasserführungen, wobei die höchsten Abflußbeträge im Sommerhalbjahr auftreten. Die Donau bildet dagegen den Vorfluter für Zuflüsse sowohl aus dem Alpenraum (Iller, Lech, Isar) als auch aus dem Mittelgebirgsraum (u.a. Altmühl, Naab, Regen). Hydrologisch gesehen bildet sie also das Bindeglied zwischen beiden Großlandschaften. Ihr Flußlauf ist gekennzeichnet durch den Wechsel von Talengen und Talweitungen. So erstreckt sich zwischen Regensburg und Pleinting eine bis 15 km breite und ca. 80 km lange Beckenlandschaft, das sogenannte "Straubinger Becken" oder der "Dungau". Ein- und Ausgang dieser Talweitung bilden Engtalstrecken. Oberhalb von Regensburg durchbricht die Donau den Fränkischen Jura und

unterhalb von Pleinting die kristallinen Gesteine des Vorderen Bayerischen Waldes. Den Donautalabschnitt im Raum Regensburg - Straubing kennzeichnet daher einerseits seine besondere Lage unmittelbar unterhalb einer Engtalstrecke, andererseits die Einmündung von bedeutenderen Zuflüssen aus dem Mittelgebirgsraum (Altmühl, Naab, Regen). Von diesem Talabschnitt unterscheidet sich das Donautal von der Isarmündung bis Pleinting sowohl durch seine besondere Talposition unmittelbar oberhalb einer Engtalstrecke als auch durch die Einmündung eines alpinen Nebenflusses, der Isar.

Die in Abb. 5 zusammengestellten drei schematischen Talquerschnitte zeigen den Baustil der jungquartären Terrassenabfolge, wie er bisher aus diesen beiden Tälern bekannt ist. Die Niederterrassen sind von alt nach jung als NT 1 bis NT 3 bezeichnet (NT = Niederterrasse, würmkaltzeitlich), die holozänen Terrassen tragen - ebenfalls von alt nach jung - die Abkürzungen H 1- bis H 7-Terrassen (H = Holozän). Die älteste Talgrundterrasse ist die NT 1, deren Aufschotterung nach bisheriger Kenntnis weitgehend im Hochglazial der letzten Kaltzeit stattfand, also erst im letzten Drittel der Würm-Kaltzeit. Die Aufschotterung der NT 2 erfolgte vor dem Bölling/Alleröd-Interstadial, die NT 3 wurde post-Bölling im ausgehenden Spätglazial gebildet. Die holozänen Terrassen H 1 bis H 3 entstanden im Alt- und Mittelholozän, die H 4- bis H 7-Terrassen im Subatlantikum, also in den letzten 2.500 Jahren (Abb. 8).

Die drei Niederterrassen nehmen zusammen in den bearbeiteten Talabschnitten des unteren Isar- und des Donautales fast die Hälfte der Talgrundfläche ein, im Talraum unmittelbar unterhalb von Regensburg sogar fast drei Viertel des Talbodens (Abb. 6; Kartierungen in SCHELLMANN 1988, 1990). Auffallend ist die ebenfalls relativ große Verbreitung der subatlantischen H 4- bis H 7-Terrassen. Im Vergleich zur im allgemeinen weitflächigen Erstreckung der würmzeitlichen Niederterrassen bilden die holozänen Terrassen ein Mosaik kleindimensionierter Terrassenflächen (Abb. 3). Alle holozänen Terrassen wurden im unteren Isar- und im Donautal im Zuge seitlicher Verlagerungen eines Hauptstromstriches

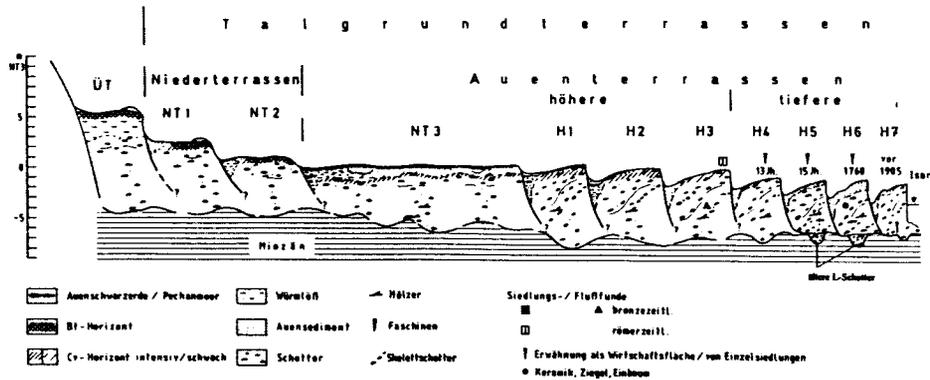
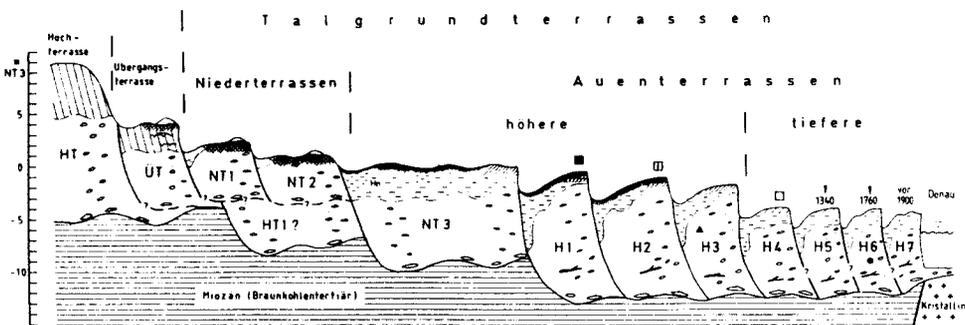
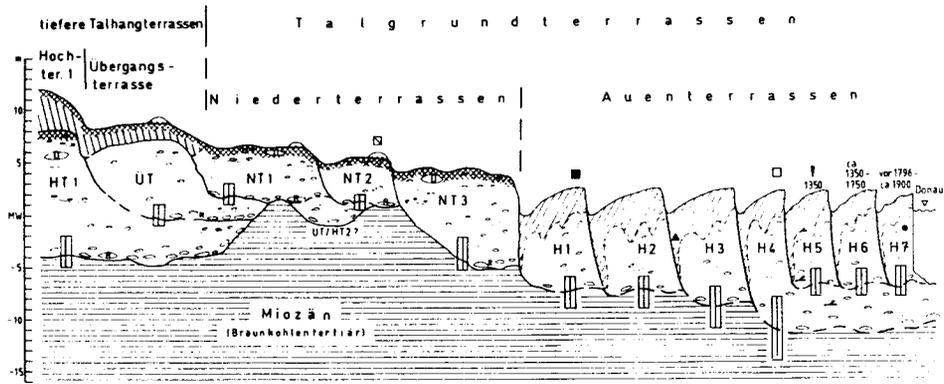


Abb. 5: Schematische Talquerschnitte
oben: Donautal im Raum Regensburg - Straubing
mitte: Donautal im Raum Künzing - Pleinting
unten: unteres Isartal
 Die vertikale Erhebung der Terrassen ist maßstabsgetreu, die horizontale Erstreckung ist schematisiert.
 (Kartierungen und Bohrungen in SCHELLMANN 1988)

gebildet. Dagegen wurden die Niederterrassen durch einen stark verzweigten, breitbettigen "braided river"-Flußtyp aufgeschottert. Noch heute ist auf deren Terrassenoberflächen im Donautal unterhalb von Regensburg das mehrarmige, sich verzweigende Ge-

rinnebettmuster morphologisch gut erhalten. Entsprechend zeigen Aufschlüsse - wie aus dem Raum Regensburg-Harting bei SCHELLMANN (1988, 1990) beschrieben - das für dieses Abflußregime typische Sedimentationsbild von horizontal- und troggeschichteten Flußbettsedimenten. Damit fand sowohl an der unteren Isar als auch im angrenzenden Donautal der Umbruch vom braided river der Würm-Kaltzeit zum heutigen mäandrierenden Flußlauf endgültig am Übergang Spätglazial/Holozän statt. Für die untere Isar gibt es Hinweise, daß diese bereits im Alleröd kurzzeitig mäandriert hatte (SCHELLMANN et al. sowie FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band).

2.2.1. Die Niederterrassen

In beiden Tälern bilden die drei Niederterrassen morphologisch eine Terrassentreppe. Ihre Terrassenbasen sind durch Aufschlüsse und Auswertungen von zahlreichen Bohrprotokollen am besten im Donautal bekannt (Abb. 5: oben und mitte). Wie bereits ausgeführt (Kap. 2.1.), besaß die Donau schon im Mittelpleistozän eine tiefere Erosionsbasis als im Hoch- und frühen Spätglazial der letzten Kaltzeit. Daher werden die beiden älteren Niederterrassen NT 1 und NT 2 von Sockelschottern mittelpleistozäner Hochterrassen (HT 1, HT 2), wahrscheinlich auch von solchen der Übergangsterrasse (ÜT) unterlagert. Eine erste deutliche Änderung im Erosionsverhalten beider Flüsse erfolgte unmittelbar vor der Aufschotterung der NT 3 mit der ersten kräftigen Wiedererwärmung des Spätglazials, dem Bölling-/Alleröd-Interstadial. Zwar ging auch der Aufschotterung der NT 1 und NT 2 eine Phase vorherrschender Talausträumung voraus, die NT 3-Tiefenerosionsphase führte jedoch erstmalig seit Aufschotterung der mittelpleistozänen HT 1 wieder zu einer deutlichen Austräumung der präquartären Talsohle. Erst nach Aufschotterung der NT 3 erfolgte am Übergang Spätglazial/Holozän eine weitere Tiefenerosionsphase mit erneuter kräftiger Taleintiefung.

Diese Tendenz der Donau zu einer bevorzugten Tiefenerosion im ausgehenden Spätglazial und am Übergang zur Warmzeit scheint auch für die mittelpleistozäne Talgeschichte zu gelten. Im Donautal bei Regensburg sind drei Hochterrassen erhalten (Abb. 2), die alle jüngstens im Riß aufgeschottert wurden. Interessanterweise wird die älteste Hochterrasse, die HT 1, von warmzeitlichen Torfen und Donaukiesen der Hartinger Schichten unterlagert. Erst die Erosionsbasen der beiden jüngeren Hochterrassen HT 2

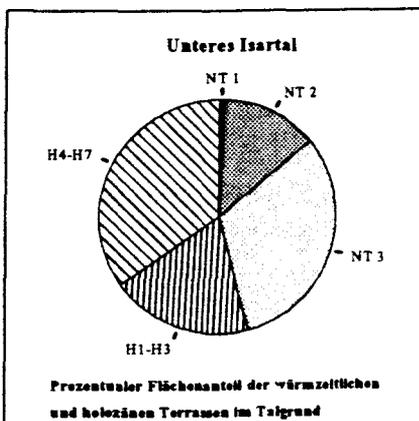
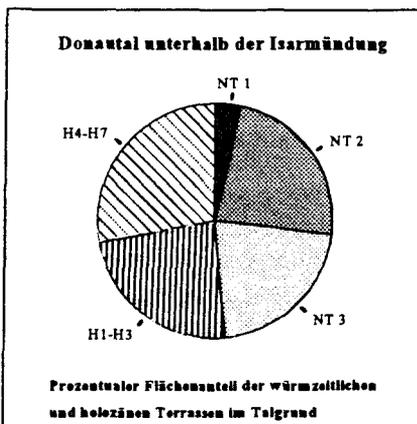
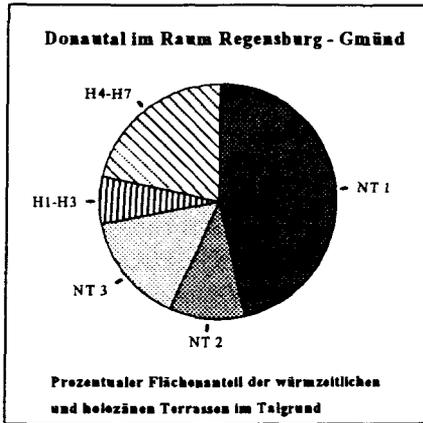


Abb. 6: Flächenanteile der jungquartären Terrassen am Talgrund im Donau- und im unteren Isartal

und HT 1, die durchaus im Riß-Spätglazial entstanden sein könnten, liegen deutlich tiefer. Nach Aufschotterung der HT 1 hat die Donau dann erst wieder mit Ausbildung der spätglazialen NT 3 ein vergleichbar tiefes Talniveau besessen. Die Erosionsbasen der jüngstens frühglazialen ÜT, der hochglazialen NT 1 und der in der Ältesten Dryas gebildeten NT 2 liegen höher (Abb. 3, 5).

Im unteren Isartal konnte die zwischen den beiden Akkumulationsperioden der NT 2 und NT 3 stattgefundenene Talausträumung inzwischen auf jüngstens frühallerödzeitlich datiert werden. In dieser Zeit besaß das Flußbett der unteren Isar eine Tiefenlage, die dann erst wieder im frühen Holozän erreicht wurde (SCHELLMANN et al. sowie FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band).

2.2.2. Die holozänen Terrassen

Während die Niederterrassen im unteren Isar- und Donautal in den Grundzügen einen sehr ähnlichen Terrassenbau besitzen, variiert der holozäne Terrassenbaustil nicht nur zwischen Isar- und Donautal. Auch innerhalb des Donautales ändert er sich je nach Lage des Talabschnittes unter- oder oberhalb einer Engtalstrecke oder im Einmündungsbereich eines alpinen Nebenflusses wie der Isar. Im Donautal unterhalb von Regensburg ist die holozäne Donauaue morphologisch deutlich abgesetzt von dem 2 - 4,5 m höheren Niederterrassenniveau (Abb. 5: oben). Seine Einzelterrassen nehmen als Reihenterrassen ein annähernd gleich hohes Oberflächenniveau ein. Sie werden alle bei extremen Hochwasserlagen der Donau überflutet. Das holozäne Auenniveau ist hier aber nicht nur morphologisch, sondern auch durch einen deutlichen Abfall der Quartärsohle von den Niederterrassen getrennt. Bereits im frühen Präboreal dürfte die Donau diese neue Tiefenlinie im Tal erreicht haben. So liegen nach BECKER (1982) im Donautal im Bereich des Illerschwemmkegels subfossile Kiefern mit ^{14}C -Altem von 9.700 und 9.500 a BP über einer Basisblocklage fast unmittelbar dem präquartären Sohlgestein auf. In der Folgezeit wurde diese neue Tiefenlinie durch laterale Flußbettverlagerungen zur Seite hin erweitert. Im Donautalabschnitt unterhalb von Regensburg ist zudem von einer weiterhin andauernden sukzessiven Tieferlegung der Flußbettsohle oder zumindest ihrer Kolke auszugehen: von der H 1- und H 2-Terrasse (ca. -6 / -9 m u. MW; MW = Talmittelwasserspiegel), über die H 3-Terrasse (bis -11 m u. MW) bis zur H 4-Terrasse mit Kolk-tiefen bis -14 m u. MW. Erst mit

Ausbildung der frühmittelalterlichen H 5-Terrasse setzte eine kräftige Sohlenerhöhung auf ca. -4 bis -7,5 m u. MW ein. Damit zeigt sich zum jüngeren Holozän hin ein "innerholozäner Umbruch" im Abflußverhalten der Donau mit der Tendenz zur Verflachung und Verbreiterung des Flußbettes bei stark erhöhter lateraler Umlagerungstätigkeit.

Eine erneute Veränderung des holozänen Terrassenbaustils findet man weiter donauabwärts (Abb. 7). Mit Annäherung an die Isarmündung hebt sich - bezogen auf die Niederterrassen - die holozäne Donauaue zunehmend heraus, ein Rückstauereffekt, hervorgerufen durch die mit höherem Gefälle einmündende Isar. Im Isarmündungsbereich überragt sie sogar die NT 3. Unterhalb der Isarmündung mit Annäherung an das Pleintingertal hat sich die Donau dagegen bis zu den jungholozänen H 4- bis H 7-Terrassen sukzessive in den dort würmzeitlich stark aufgehöhten Talboden eingeschnitten. Daher ist dort nicht nur zwischen den Niederterrassen, sondern auch noch bis zur H 4-Terrasse eine Terrassentreppe ausgebildet. Demgegenüber begleiten die jungholozänen H 4- bis H 7-Terrassen als tieferes Auenniveau den rezenten Donaulauf.

Auch im Donautal unterhalb der Isarmündung fand an der Wende Spätglazial/Holozän eine kräftige Tiefenerosionsphase statt. Die Ausräumung des präquartären Sohlgesteins erreichte einen geringeren Tiefgang, eine Folge der stärkeren Aufhöhung des Talbodens im Hoch- und Spätglazial. Dennoch ist auch hier das holozäne Auenniveau durch seine tiefere Quartärbasis von den pleistozänen Terrassen deutlich abgesetzt (Abb. 5: mitte). Eine Tendenz zur Flußbettverflachung und -verbreiterung im frühen Subatlantikum zeigt sich hier mit Ausbildung der eisen-/römerzeitlichen H 4-Terrasse. Daher besitzen die lateral angelagerten, kiesigen Flußbettssedimente der jungholozänen H 4- bis H 7-Terrassen eine geringere Mächtigkeit von ca. 5 - 7 m gegenüber ca. 9 - 11 m bei den H 1- bis H 3-Terrassen.

Im unteren Isartal (Abb. 5: unten) liegen die alt-holozänen H 1- bis H 3-Terrassen fast im gleichen Oberflächenniveau wie die spätglaziale NT 3. Beide zusammen erheben sich rund 1 m über das "tiefere Auenniveau" der jungholozänen H 4- bis H 7-Terrassen. Ebenso wie die Donau hat auch die untere Isar nach Aufschotterung der spätglazialen NT 3 bereits im frühen Präboreal ihre heutige Tiefenlage im Talgrund erreicht (SCHELLMANN et al. in diesem Band). Mit Ausbildung der eisen-/römerzeitlichen H 4-Terrasse setzten verschiedene Veränderungen in der Ab-

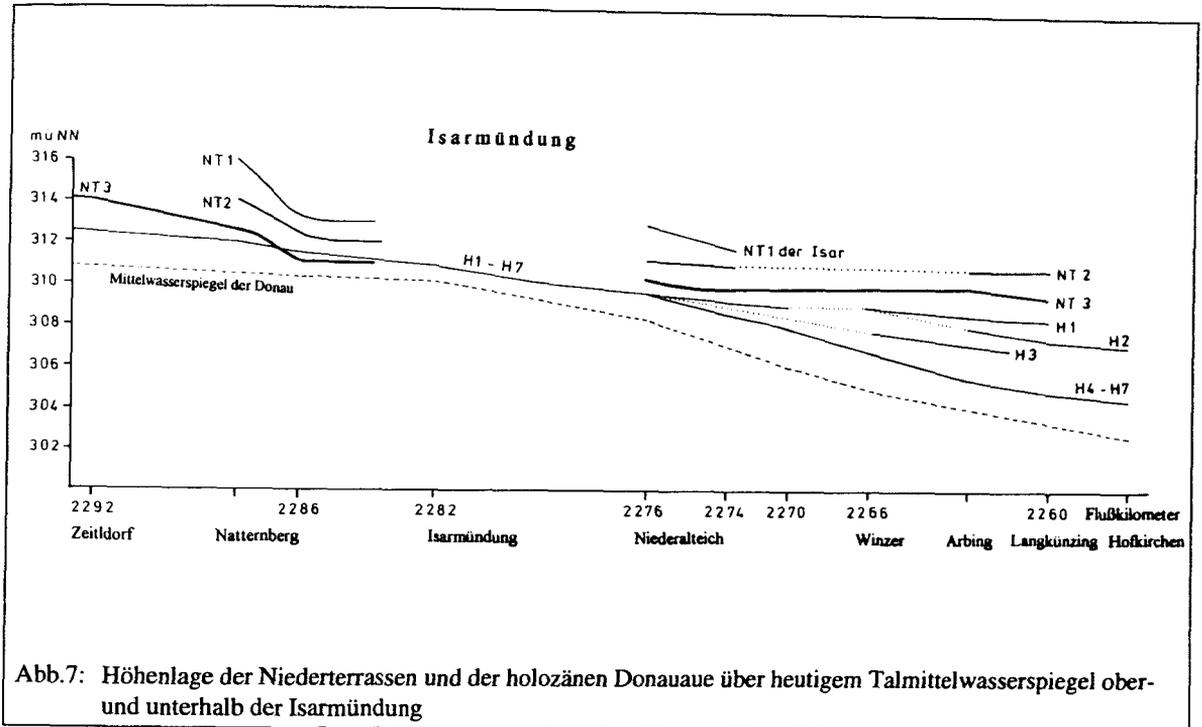


Abb.7: Höhenlage der Niederterrassen und der holozänen Donauau über heutigem Talmittelwasserspiegel ober- und unterhalb der Isarmündung

flußdynamik und der Sedimentfracht ein. Als Folge erhöhten Bodenabtrages im Einzugsgebiet (Rodungen) nahm nun der Anteil der Schwebfracht in den Hochwässern deutlich zu. Es kommt erstmalig auf der H 4-Terrasse zur Ablagerung mächtiger feinklastischer Hochflutsedimente, deutlich verstärkt aber auf der früh- bis hochmittelalterlichen H 5-Terrasse. Mindestens seit dem Frühmittelalter erreichen extreme Hochwasserereignisse auch einzelne Auenrinnen auf den höheren Auenterrassen (SCHELLMANN 1993: 244). Neben einer Veränderung der Hochwasserhöhen und ihrer Sedimentfracht nahmen die lateralen Umlagerungen seit Ausbildung der H 4-Terrasse stark zu, so daß große Auenflächen von den vier jungholozänen Terrassen eingenommen werden (Abb. 6). Darüberhinaus erfolgte seitdem eine weitere Einengung und damit Streckung der Umlagerungszone zum südlichen Talrand hin, wobei in kurzen Perioden Mäanderbögen neu ausgebaut und wieder durchbrochen wurden. Für die jüngste H 7-Terrasse zeigen historische Karten aus dem Zeitraum 1810 - 1881, daß einzelne Mäanderbögen bereits innerhalb von 30 - 40 Jahren ausgebaut und anschließend abgeschnürt wurden (SCHELLMANN 1988: 100 ff.).

2.3. Lokale, regionale und anthropogene Einflußfaktoren im überregionalen Vergleich

Wie oben gezeigt, gibt es zwischen dem unteren

Isartal und dem Donautal Gemeinsamkeiten und Unterschiede in der flußdynamischen Entwicklung. Die Unterschiede betreffen vor allem den Bau der holozänen Terrassen, insbesondere was die Höhenlagen ihrer Oberflächen und ihrer Erosionsbasen betrifft. Sie sind primär von lokalen Faktoren beeinflusst, wie die Lage eines Talabschnittes unterhalb (Raum Regensburg - Straubing) oder oberhalb einer Engtalstrecke (Raum Osterhofen - Pleinting) oder im Mündungsbereich eines größeren Nebenflusses (Isarmündung). Sofern die genaue Lagerung der Terrassenkörper bekannt ist, zeigt sich, daß die jungquartären Terrassen in den Tälern des Mittelgebirgsraumes, wie zum Beispiel im Maintal (SCHIRMER 1983, 1988), wiederum einen anderen Baustil besitzen. Auch der flußdynamische Umbruch vom braided river des Hochglazials (bis ca. 18.000 a BP) zum mäandrierenden Fluß fand zu unterschiedlichen Zeiten statt. An der Donau vollzog er sich am Übergang vom Spätglazial zum Holozän und an der mittleren Isar mit dem Bölling-/Alleröd-Interstadial (FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band). Die untere Isar besaß wahrscheinlich im Alleröd einen Hauptstromstrich, sie verwilderte jedoch erneut in der Jüngeren Dryas, um erst mit dem Übergang zum Holozän zu mäandrieren (SCHELLMANN et al. in diesem Band). In den Mittelgebirgstälern Main und untere Oberweser (SCHELLMANN & SCHIRMER in diesem Band) setzte der Umbruch bereits frühzeitig im Laufe der Ausbildung der NT 2 ein (Abb. 8), also nach dem Hochglazial (um ca. 18.000) und vor

dem Bölling-/Alleröd-Interstadial. Der auslösende Mechanismus für diesen grundlegenden Wandel der fluvialen Dynamik ist sicherlich die spätglaziale Wiedererwärmung. Im Zuge dieser Wiedererwärmung konnte sich eine dichtere Vegetationsdecke ausbreiten. Dadurch verringerte sich der Sedimenteintrag von den Hängen und Flußufern. An die Stelle des mit Sedimentfracht überladenen braided river-Flußtyps trat sukzessive ein dominierender, lateral umlagernder Hauptstromstrich. Wann dieser Umbruch jedoch im Laufe der spätglazialen Wiedererwärmung stattfand, wurde wesentlich von lokalen und regionalen Einflußfaktoren gesteuert. Infolge höherer Abflüsse zur Zeit der frühlommerlichen Schneeschmelze erfolgte er in den Tälern des Alpenvorlandes, die mit der alpinen Vorlandvergletscherung verbunden waren, generell später als im Mittelgebirgsraum.

In vielen Tälern ereigneten sich frühestens mit der eisen-/römerzeitlichen H 4-Terrasse verschiedene einschneidende Veränderungen in der Fluß- und Auedynamik. Als Ursache für die generelle Intensivierung der fluvialen Dynamik seit dem Jungholozän können zunehmende Eingriffe des Menschen in den Flußhaushalt angesehen werden. Dabei sind vor allem die seit dem Neolithikum sich ausdehnenden flächenhaften Rodungen im Einzugsgebiet und in der Aue, aber auch direkte Eingriffe des Menschen in den Flußhaushalt z.B. durch Uferbefestigungen und Mäanderdurchstiche zu nennen. Von der Donau werden Mäanderdurchstiche bei den Klöstern Oberalteich (Straubing) und Niederalteich (unmittelbar unterhalb der Isarmündung) bereits aus der Mitte des 14. Jh. urkundlich erwähnt (SCHELLMANN 1988: 223, 279). Eine wesentliche Folge dieser Eingriffe ist ein vermehrter und zeitlich kumulierender Hochwasserabfluß, der zu gesteigerten lateralen Umlagerungen führte. Dadurch kam es an mehreren Flüssen (Abb. 8) in knapp 1200 Jahren zur Ausbildung von drei Einzelterrassen. Diese nehmen häufig große Auenbereiche ein und wurden in zunehmend kürzeren Zeiträumen gebildet. Sowohl durch gesteigerte Bodenerosion im Einzugsgebiet als auch durch erhöhten Sedimenteintrag von den Flußufern gelangte nun mehr Fracht ins Flußbett und in die bei Hochwasser überfluteten Auen. Die Folge war eine Tendenz zur Sohlenerhöhung und zur Verflachung und Verbreitung des Flußbettes - wie oben für das untere Isar- und Donautal dargestellt. Auch am Obermain bewirkte dieser innerholozäne Umbruch, daß mit Ausbildung der frühmittelalterlichen Unterbrunner Terrasse eine deutliche Flußbettverbreiterung und -verflachung einsetzte (SCHIRMER 1983). Zudem

kommt es seitdem - u.a. im Isar- und Donautal - in der Aue verstärkt zur Ablagerung feinklastischer Hochflutsedimente. An der unteren Oberweser im Raum Hameln beginnt die Ablagerung junger Hochflutablagerungen in Auenrinnen auf der NT 2 im Frühmittelalter (SCHELLMANN in diesem Band).

3. Der Einfluß klimatischer Veränderungen auf die fluviale Dynamik im jüngeren Quartär

Wie oben dargestellt, wirken sich Veränderungen der flußinternen Größen (Abfluß, Gefälle, Fracht) - natürlich oder seit dem Jungholozän stark anthropogen beeinflusst - je nach Fluß und nach der Talposition unterschiedlich auf den holozänen Terrassenbaustil aus. Damit unterliegen diese Terrassen, soweit es ihren Baustil betrifft, sehr stark lokalen, natürlich und/oder anthropogen bedingten Änderungen der systeminternen Steuerungsmechanismen. Da jedoch in mehreren größeren Tälern des deutschen Alpenvorlandes und Mittelgebirgsraumes von ihrer Altersstellung her entsprechende Terrassen verbreitet sind (Abb. 8), sollte der wesentliche Steuerungsmechanismus ihrer Ausbildung klimatischer Natur sein.

3.1. Die hoch- und spätglaziale Flußdynamik

Bereits PENCK & BRÜCKNER (1901/09) erkannten, daß unter dem ariden Dauerfrostbodenklima des Hochglazials bei hohem Schuttanfall und zu geringer Transportkraft der Flüsse in den größeren Tälern weitflächig eine Niederterrasse aufgeschottert wurde. Nach absoluten Altersdatierungen war die klassische Hauptniederterrasse am Main zwischen 25.000 bis 20.000 a BP noch in Ausbildung (SCHIRMER 1983). An den alpinen Nebenflüssen, wie z. B. der Isar, ist diese hochglaziale Niederterrasse über mehrere Teilfelder mit den äußeren Jungendmoränen verbunden. Neben der hochglazialen Aufschotterung der Hauptniederterrasse können folgende klimatische Ursachen für die Ausbildung zweier eigenständiger, spätglazialer Niederterrassen angeführt werden. Mit dem Umbruch vom ariden Dauerfrostbodenklima des Hochglazials zur ersten, spätglazialen Temperaturerhöhung wurde die ehemals in der Vorlandvergletscherung oder im Dauerfrostboden gebundene Wassermenge freigesetzt. Dies führte zu einer kräftigen Ausräumung des im Hochglazial stark aufgehöhten Talbodens. Wann diese Ausräumung stattfand, ist bisher unbekannt. Im Zuge nachfolgender Klimarückschläge der Ältesten Tundren-

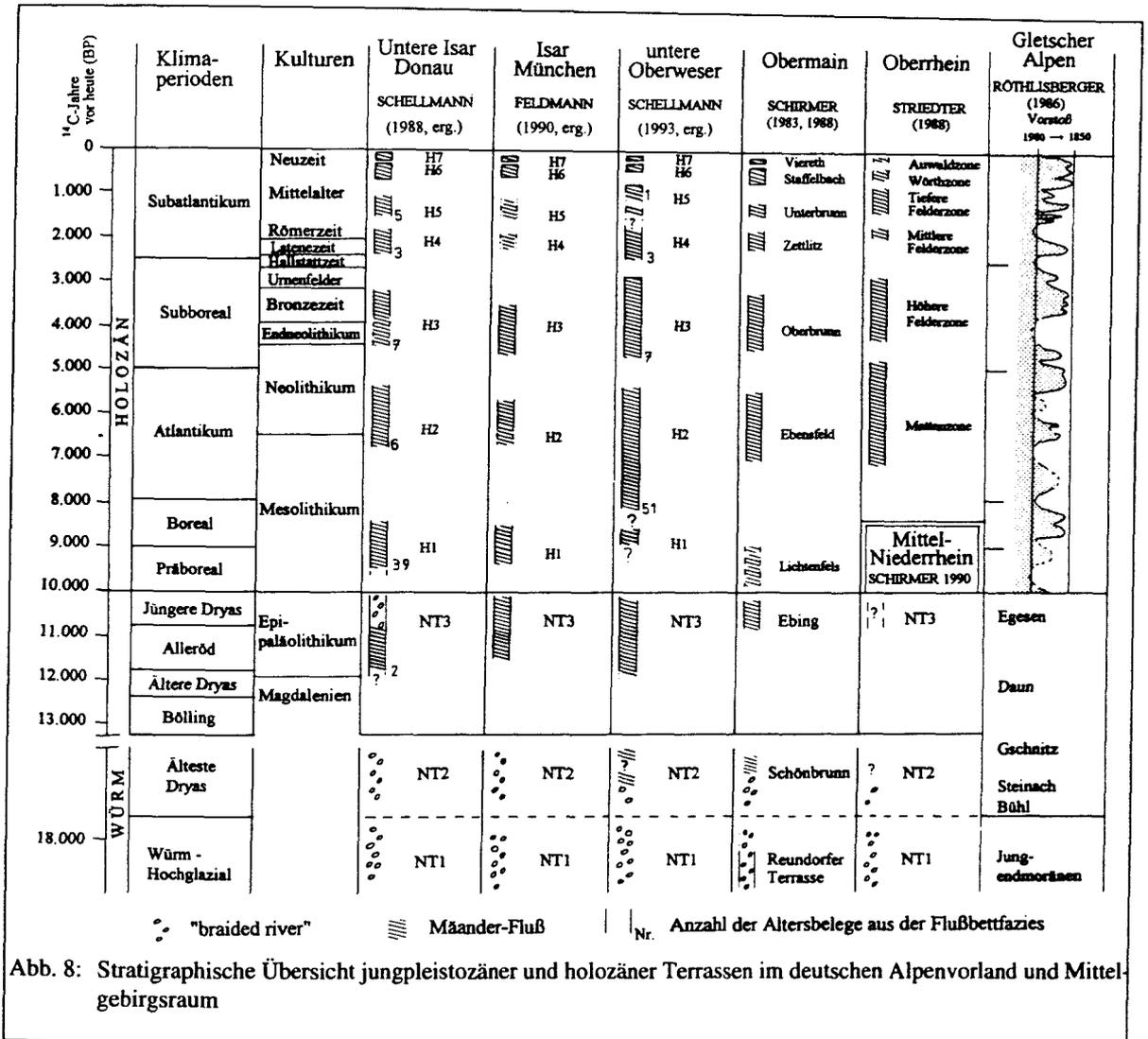


Abb. 8: Stratigraphische Übersicht jungpleistozäner und holozäner Terrassen im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum

zeit - dokumentiert in entsprechenden spätglazialen Gletschervorstößen - dürfte dann die erste spätglaziale Niederterrasse aufgeschottert worden sein. Nach den bisher vorliegenden Altern endete die Ausbildung der NT 2 an der Donau (SCHELLMANN 1988: 115) sowie im unteren und mittleren Isartal (SCHELLMANN 1993: 246; SCHELLMANN et al. sowie FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band) präböllingzeitlich, im unteren Oberwesertal (SCHELLMANN sowie SCHELLMANN & SCHIRMER U. in diesem Band) und im Main- und Rheintal vor dem frühen Alleröd (SCHIRMER 1994; SCHELLMANN & SCHIRMER in diesem Band).

Mit der ausgeprägten böllingzeitlichen Wiedererwärmung und flächenhaften Vegetationsausbreitung (erste Wiederbewaldung, hierzu auch BECKER et al. in diesem Band) endete die Aufschotterung der NT 2 als Folge der nun stabilisierten Talhänge und Flußufer und des daher verringerten Sedimenteintrages.

Dies führte in den mit der alpinen Vorlandvergletscherung verbundenen Tälern zu einer weiteren bedeutenden Phase vorherrschender Talausträumung bei häufig verschmälertem Flußbettareal. Im Isartal hielt diese Ausräumungsphase wahrscheinlich bis Ausgang Alleröd an (SCHELLMANN et al. sowie FELDMANN & SCHELLMANN in diesem Band). Im Zuge erneuter Kälteperioden der Älteren und vor allem der Jüngeren Tundrenzeit fand letztendlich die Akkumulation des NT 3-Schotterkörpers statt. Wie bereits erwähnt, setzte im Laufe der spätglazialen Wiedererwärmung der große flußdynamische Umbruch vom kaltzeitlichen "braided river" zum mäandrierenden Fluß in den Tälern und Talabschnitten des Alpenvorlandes und des Mittelgebirgsraumes zu unterschiedlichen Zeiten ein (Abb. 8). Die mit diesem Umbruch verbundene Bündelung des Abflusses auf einen Hauptstromstrich bewirkte eine Tiefenerosionsphase mit Einschneidung in die kaltzeitlich stark aufgehöhten Talböden, wobei deren Ausmaße

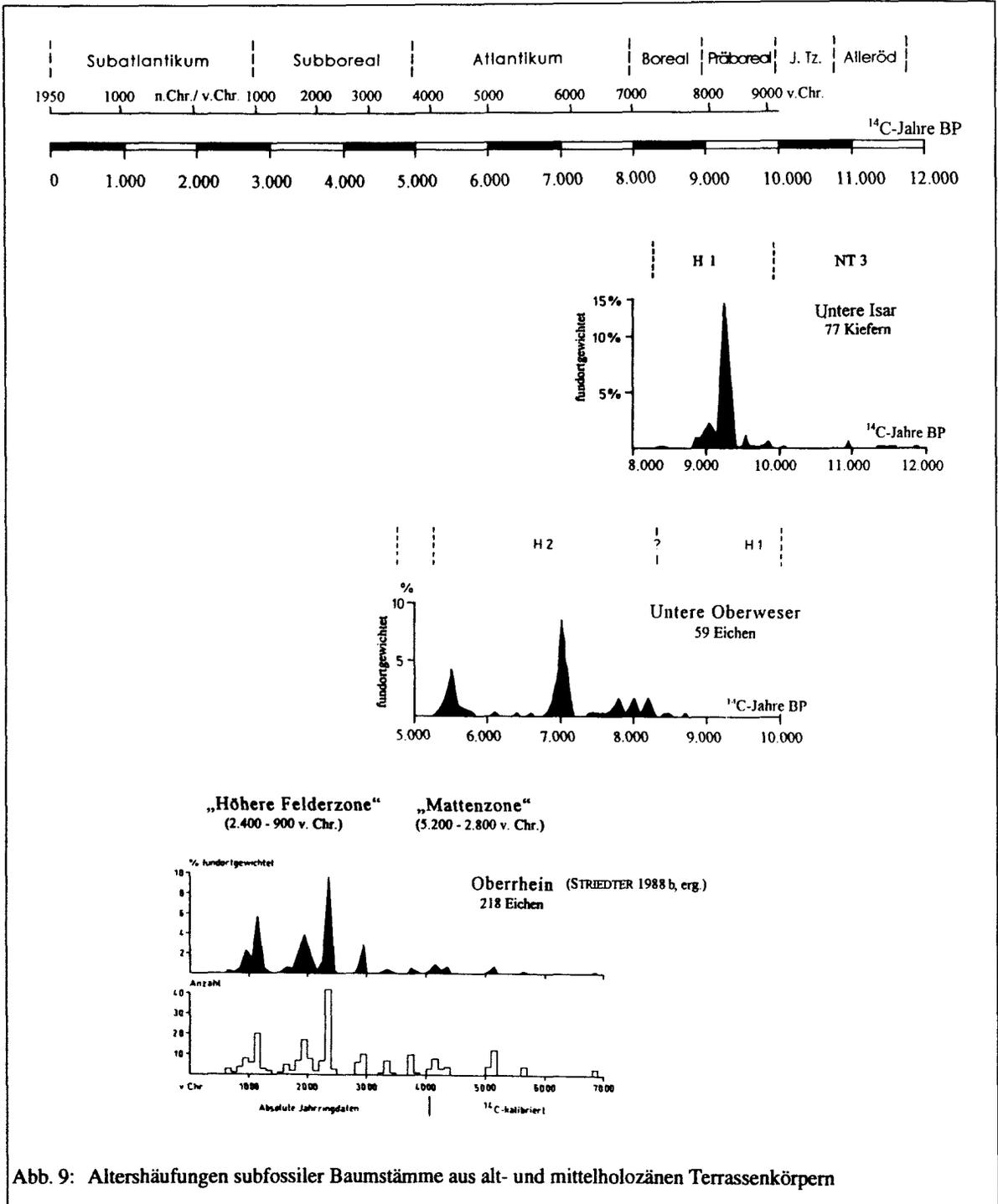


Abb. 9: Altershäufungen subfossiler Baumstämme aus alt- und mittelholozänen Terrassenkörpern

je nach Fluß und Talabschnitt unterschiedlich waren.

3.2. Die holozäne Flußdynamik

Ebenso wie bei den Niederterrassen weist die weitgehend synchrone Bildung holozäner Terrassen in verschiedenen Tälern des Alpenvorlandes und des Mittelgebirgsraumes auf eine überregional wirksame klimatische Steuerung der Terrassenbildung hin.

Nun ist aber generell davon auszugehen, daß im gesamten Holozän bis zur Regulierung unserer Flüsse ab Mitte des 19. Jh. zu jeder Zeit holozäne Schotterumlagerungen stattgefunden haben. Innerhalb dieser kontinuierlichen Flußarbeit gab es aber Phasen mit erhöhter und mit abgeschwächter Umlagerung. Klare Indikatoren für Ruhephasen fluvialer Aktivität sind begrabene Auenböden, aber auch die verringerte Erosion und Einbettung von Baumstämmen. Aufgrund kontinuierlicher fluvialer Umlage-

rungstätigkeit war es BECKER (1982; 1993) möglich, die aus Kiesgruben mitteleuropäischer Täler geborgenen subfossilen Eichen und Kiefern zu einer lückenlosen Jahrringchronologie bis 11.600 v.h. aneinanderzufügen. Der Wechsel von gehäuften und fast fehlenden Einbettungen subfossiler Hölzer BECKER (1982) zeigt jedoch deutlich die phasenhafte Dynamik holozäner Umlagerungen.

Natürlich ist die Umlagerungstätigkeit eines Flusses um so größer, je höher der Abfluß ist. Darüberhin-aus ist das Ausmaß der einzelnen Umlagerungsereignisse Folge einer komplexen Wechselwirkung von witterungsabhängigen Hochwasserlagen (Abflußerhöhung), der spezifischen Flußlaufkonfiguration (Prallhänge) sowie lokalen flußinternen Faktoren (Frachteintrag von den Ufern und Nebengerinnen, lokale Gefällsverhältnisse und Uferstabilität etc.). Dies führt dazu, daß während eines Hochwasserereignisses entlang des Flußlaufes Strecken mit stärkerer und mit geringerer Erosions- und Akkumulationstätigkeit existieren. Neben der Möglichkeit nachträglicher Ausräumung liegt hierin eine Ursache dafür, daß die holozänen L-Terrassen entlang eines Flußlaufes eine sehr unterschiedliche Verbreitung besitzen, oder in bestimmten Talstrecken auch fehlen. Aus dem aktuellen Abflußverhalten ist bekannt, daß das Auftreten von bordvollen Abflüssen und Hochwasserereignissen zwischen den verschiedenen mitteleuropäischen Flußgebieten in der Regel nicht synchron verläuft. Erst bei Betrachtung längerer Zeiträume von einigen hundert Jahren ergeben sich Klimaphasen mit einer überregionalen Verbreitung erhöhter Abflußgänge, aber auch Phasen mit abgeschwächter Hochwassertätigkeit. Da das Auftreten von Hochwässern neben dem Niederschlag auch von plötzlich eintretenden Schneeschmelzen und von Eisgängen ausgelöst werden kann, treten sie vermehrt in den feuchteren und kühleren Klimaoszillationen auf. Für den Zeitraum Spätmittelalter und frühe Neuzeit konnte GERLACH (1990) anhand historischer Quellen für den Obermain aufzeigen, daß verstärkte Flußbettverlagerungen des Mains in hohem Maße mit den aus diesem Zeitraum bekannten feuchteren und kühleren Klimaphasen korrelieren.

Um fluviale Aktivitätsphasen im Holozän mit Klimaschwankungen verbinden zu können, bedarf es zunächst einer zeitlich genauen Erfassung dieser einzelnen Aktivitätsphasen, d.h. vor allem einer hohen Anzahl von absoluten Datierungen aus ihren Flußbettsedimenten. Trotz des verstärkten Einsatzes von ^{14}C - und dendrochronologischen Altersbestimmungen bestehen in den meisten Tälern immer noch

große Defizite in der geochronologischen Einstufung der erhaltenen Terrassensequenzen. Auf der Grundlage der wenigen, meist nur punktuell vorliegenden Altershinweise kann in der Regel lediglich der Gesamtzeitraum der Terrassenbildung, d.h. die Umlagerungsperiode, erfaßt werden. Die weitere Untergliederung dieser fluvialen Großzyklen in ein oder mehrere Phasen gesteigerter und abgeschwächter Umlagerung ist dagegen in fast allen Tälern noch weitgehend unbekannt. Für den Zeitraum der H 1-Umlagerungsperiode liegen bisher nur aus dem Isartal mehrere Absterbealter von einsedimentierten Kiefernstämmen vor. Danach deutet sich an, daß die Hauptumlagerungen in dieser Periode im späten Präboreal stattfanden (Abb. 9). Im unteren Oberwesertal zeigen sich für die H 2-Umlagerungsperiode zwei Aktivitätszeiten um ca. 7.000 a BP und um ca. 5.500 a BP. Am Oberrhein berichtet STRIEDTER (1988b) von drei kurzfristigen Akzentuierungen fluvialer Umlagerungen innerhalb der subborealen "Oberen Felderzone" um 2.400 - 2.300, 2.100 - 1.800 und um 1.200 - 900 v. Chr. (um ca. 3.800, 3.700 - 3.500, 3.000 - 2.800 a BP). Auch BECKER & SCHIRMER (1977: 311) berichten bereits von Datenhäufungen subfossiler Hölzer aus der Oberbrunner Terrasse des Mains um ca. 4.800 - 4.120 a BP und um 3.750 - 3.400 a BP.

Hinzu kommt als weiteres Problem die zeitliche Auflösung der Ergebnisse der angewandten Altersdatierungen. Während die Absterbealter dendrochronologisch datierter subfossiler Hölzer auf ein Jahr genau bzw. bei Berücksichtigung des eventuellen Fehlens der äußeren Jahrringe auf wenige Jahre genau sind, datieren ^{14}C -Alter im günstigsten Falle Intervalle von einigen Jahrzehnten. Im Bereich der ^{14}C -Plateaus (u.a. BECKER 1993) geben sie lediglich einen Zeitraum von bis zu mehreren hundert Jahren an.

Durch zahlreiche dendrochronologische Altersdatierungen von Hölzern sowie über Keramikdatierungen aus den Flußbettsedimenten sind bisher allein die Aktivitätsphasen der jungholozänen Terrassen am Obermain genauer erfaßt. Dort stellte SCHIRMER (1988) eine auffällige Parallelität zwischen Gletschervorstößen in den Alpen und den einzelnen subatlantischen Terrassenbildungen am Main fest. Vor einer Extrapolation dieser sich für das Subatlantikum scheinbar andeutenden Parallelität zwischen fluvialen Umlagerungsphasen und Gletschervorstößen in den Alpen ins ältere Holozän hinaus, ist zu beachten, daß die Flußdynamik im Subatlantikum bereits stark anthropogen beeinflusst war (s.o.). Dar-

überhinaus unterliegt der Massenhaushalt der Alpengletscher vor allem dem Einfluß der Sommertemperatur, weniger der Niederschlagshöhe. Auch wenig aussagefähig ist ein Vergleich mit den bekannten Solifluktuationsphasen in den Alpen (u.a. VEIT & HÖFNER 1993), die zum einen temperaturabhängig sind, und nach VEIT (1989: 61) durch eine Zunahme relativ trockener Winter intensiviert werden. Eine Aktivierung holozäner Umlagerungen erfolgt jedoch als Folge einer Häufung von Hochwasserereignissen über mehrere Jahrzehnte hinweg (s.o.). Diese sind vor allem von bestimmten Witterungsabläufen abhängig. Auch ohne eine Berücksichtigung der Ungenauigkeit geochronologischer Datierungen ist aufgrund dieser unterschiedlichen klimatischen Steuerungsparameter eine scheinbare Korrelation zwischen fluvialen Aktivitätsphasen, Gletscherschwankungen und Solifluktuationsphasen in den Alpen ohne jegliche Aussagekraft für die Befürwortung oder Ablehnung einer klimagesteuerten fluvialen Dynamik im Holozän.

Resumierend bleibt festzuhalten, daß der auslösende Faktor für das annähernd synchrone Auftreten der jungpleistozänen und holozänen Terrassen an verschiedenen Flüssen des Alpenvorlandes und des Mittelgebirgsraumes einen überregional wirksamen und damit klimatischen Steuerungsmechanismus nahelegt. Dabei fehlen insbesondere für das Alt- und

Mittelholozän detaillierte Kenntnisse sowohl im Bereich der Klimageschichte als auch in der Erfassung der einzelnen fluvialen Aktivitätsphasen, die zu den Terrassenbildungen geführt haben. Art und Umfang fluviodynamischer Veränderungen, die letztlich das Erscheinungsbild der Terrassen (Terrassenbaustil) prägen, sind jedoch primär eine Folge von lokalen und regionalen Einflüssen. In historischer Zeit ist es dann der Mensch, der zunehmend die fluviale Dynamik bis hin zur vollständigen Flußlaufestlegung seit Mitte des 19. Jh. mitgeprägt hat.

4. Schlußfolgerung

Die Frage nach der Steuerung geomorphodynamischer Prozesse und so auch der fluvialen Geomorphodynamik ist nicht neu, sondern ein wesentliches Anliegen geowissenschaftlicher Forschung. Im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum werden im Bereich der morphologisch-geologischen Untergliederung von Talböden und ihrer Genese derzeit zwei unterschiedliche Erklärungsansätze diskutiert. Auf der einen Seite steht die Postulierung einer Steuerung fluvialer Dynamik primär durch externe Einflußfaktoren, vor allem durch das Klima und in der jüngeren Vergangenheit durch den Menschen. Andererseits wird die konkrete Ausgestaltung eines Talbodens weitgehend als Ergebnis komplexer

Wechselwirkungen zwischen Veränderungen flußinterner Größen und der konkreten Raumsituation (Talgeschichte, Talkonfiguration, Geologie etc.) hervorgehoben. Beide Erklärungsansätze, der klimagenetische und der funktional-prozessuale Ansatz, durchdringen sich insofern, daß weder der klimagenetische Ansatz die komplexen Wechselwirkungen zwischen einer Veränderung externer Einflußfaktoren und der konkreten Raumsituation verneint, noch das im allgemeinen der funktional-prozessuale Ansatz die Bedeutung von Veränderungen externer Einflüsse wie Klimaänderungen auf die fluviale Dynamik übersieht. Beide Forschungsansätze unterscheiden sich in der Regel dadurch, daß sie unterschiedliche zeitliche und räumliche Dimensionen fluvialer Veränderungen betrachten.

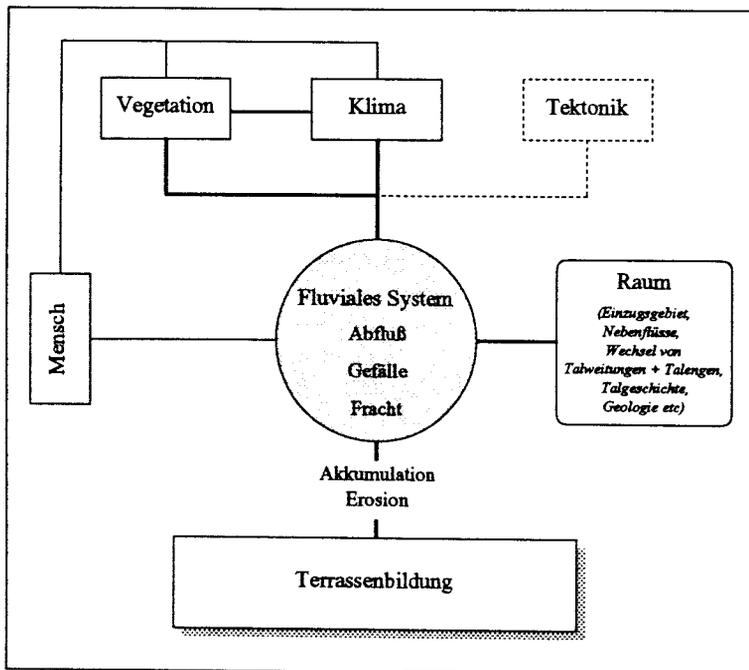


Abb. 10: Vereinfachtes Schema der wesentlichen Einflußfaktoren auf die fluviale Dynamik bei Betrachtung langfristiger Zeiträume (10^2 bis 10^4 Jahre)

Es ist sicherlich keine Frage, daß die Flußdynamik mitteleuropäischer Flüsse im Jungquartär überwiegend von den großen Klimaveränderungen, aber auch den weniger ausgeprägten holozänen Klimaschwankungen gesteuert wird. Darüberhinaus hat auch der Mensch mit seinen Eingriffen in den Naturhaushalt mindestens seit dem frühen Subatlantikum das Abfluß- und Erosionsverhalten der Flüsse zunehmend stärker geprägt. Beide Einflußfaktoren (Abb. 10) steuern dabei zunächst einmal den Zeitpunkt und den zeitlichen Ablauf von Veränderungen und können insofern als auslösende Mechanismen oder initiale Störimpulse gewertet werden. Art und Umfang fluviodynamischer Veränderungen sind dagegen Ergebnis mehrerer sich wechselseitig verstärkender oder auch abschwächender Faktoren des fluvialen Systems (Abfluß, Gefälle, Fracht), der lokalen Raumsituation (Geologie, Talgeschichte, Talkonfiguration etc.) und der externen Umweltfaktoren (Klima und Vegetation, Mensch). Während bei Betrachtung kleinräumiger und kurzfristiger Abläufe fluvialer Dynamik inzwischen zahlreiche Details dieser komplexen Wechselwirkungen bekannt sind, können diese - wie oben am Beispiel einzelner Talabschnitte des deutschen Alpenvorlandes und Mittelgebirgsraumes aufgezeigt - bei Betrachtung langfristiger Zeitabschnitte meist nur angedeutet werden. Dabei liegt sicherlich ein Problem in der räumlichen und altersmäßigen Erfassung entsprechender Ablagerungen. Für das Holozän erlauben die bisherigen morpho- und pedostratigraphischen Gliederungsmöglichkeiten sowie die vorliegenden Altersdaten lediglich die Erfassung der in den Flußterrassen dokumentierten Umlagerungsperioden. Sie können aber eine oder mehrere fluviale Aktivitätsphasen beinhalten.

5. Literatur

- BARSCHE, D. & MÄUSBACHER, R. (1993): Flüsse und Flußlandschaften. Die Erfassung der fluvialen Dynamik. - Geogr. Rdsch., **45** (12): 736 - 743; Braunschweig.
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. - Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung in Mitteleuropa. - Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung d. Österreichischen Akad. d. Wiss., **5**; Wien.
- BECKER, B. (1993): An 11,000 Year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. - Radiocarbon, **35**: 201 - 213; Tucson.
- BECKER, B. & SCHIRMER, W. (1977): Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main, Southern Germany. - Boreas, **6**: 303 - 321; Oslo.
- BIBUS, E. (1989): Zur Gliederung, Ausbildung und stratigraphischen Stellung von Enzterrassen in Großbaustellen bei Vaihingen an der Enz. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **31**: 7 - 22; Freiburg.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän. - Geol. Bavarica, **34**; München.
- BRUNNACKER, K. (1960): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geol. Bavarica, **43**: 74 - 150; München.
- BRUNNACKER, K. (1975): Aktivierungen des fluvialen Geschehens im Holozän nördlich der Alpen. - Biuletyn Geologiczny, **19**: 149 - 156; Warszawa.
- BRUNNACKER, K. (1977): Grundtendenzen in der geologischen Entwicklung des Binnenholozäns. - Erdw. Forsch., **13**: 238 - 247; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. & STRAUCH, Fr. (1985): Beiträge zur Flußgeschichte im Holozän Mitteleuropas. - Geol. Bl. für Nordost-Bayern, **34/35**: 503 - 515; Erlangen.
- BUCH, M. W. (1988a): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. - Regensburger Geogr. Schr., **21**; Regensburg.
- BUCH, M. W. (1988b): 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, W. M. (1989): Die "Oberauer Schleife" der Donau bei Straubing: Mensch, Umweltveränderungen und Wandel einer Flußlandschaft zwischen dem 3. und 1. Jahrtausend v. Chr. - Jahresber. d. Hist. Ver. f. Straubing u. Umgebung, **91**: 35 - 82; Straubing.
- BUCH, M. W. & HEINE, K. (1989): Klima-Geomorphologie oder Prozeßgeomorphologie - gibt das jungquartäre fluviale Geschehen der Donau eine Antwort? - Geogr. Rdsch., **40** (5): 16 - 26; Braunschweig.

- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. - Stuttgart.
- ELLWANGER, D. (1988): Würmeiszeitliche Rinnen und Schotter bei Leutkirch/Memmingen. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **30**: 207 - 229; Freiburg.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. - Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.
- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials. - Düsseldorf Geogr. Schr., **34**: 95 - 110; Düsseldorf.
- FINK, J. (1977): Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt. - In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen. - Erdw. Forsch., **XIII**: 190 - 212; Wiesbaden.
- GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. - Forsch. z. deutschen Ldkde., **234**; Trier.
- GERMAN, R. (1960): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal. - Geol. Bavarica, **43**: 3 - 73; München.
- HABBE, K. A. (1994): Das deutsche Alpenvorland. - In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. - Gotha.
- HANTKE, R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas. Skizzen zu einer Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre. - Stuttgart.
- HEY, R. D. (1979): Dynamic process-response Modell of river channel development. - Earth Surface Processes and Landforms, **4**: 59 - 72; Chichester, New York.
- HOFMANN, B. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 7439 Landshut Ost mit Erläuterungen. - München (Geol. L.-Amt).
- JERZ, H. (1993): Geologie von Bayern II. Das Eiszeitalter in Bayern. - Stuttgart.
- KOHL, H. (1973): Zum Aufbau und Alter der oberösterreichischen Donauebene. - Jb. oberösterreichische Mus. Ver., **118**: 187 - 196; Linz.
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**: 138 - 174; Öhringen.
- MÄCKEL, R. (1993): Spät- und postglaziale Fluß- und Talentwicklung im Oberrhein-Tiefland und im westlichen Schwarzwald. - In: HAGEDORN, J., MÄCKEL, R., SCHMIDT, K.-H. & SCHULTE, A.: Fluviale Geomorphodynamik in Mitteleuropa. - Verh. d. Deutschen Geographentages, **48**: 393 - 414; Wiesbaden.
- NATERMANN, E. (1941): Das Sinken der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehmbildung des Wesertales. - Arch. f. Landes- u. Volkskde. von Niedersachsen, **9**: 288 - 309; Oldenburg.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bände; Leipzig.
- PIFFL, L. (1974): Das Tullner Feld. Ein Beitrag zur Morphogenese einer Donaulandschaft. - Heidelberger Geogr. Schr., **40**: 77 - 87; Heidelberg.
- REICHEL, G. (1953): Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. - Petermanns Geogr. Mitt., **97**: 245 - 261; Gotha.
- RICKEN, W. (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **32**: 109 - 136; Hannover.
- RÖTHLISBERGER, F. (1986): 10000 Jahre Gletschergeschichte der Erde: ein Vergleich zwischen Nord- und Südhemisphäre; Alpen - Skandinavien - Himalaya - Alaska - Südamerika - Neuseeland. - Aarau, Frankfurt, Salzburg.
- ROTNICKI, K. & BORÓWKA, R. K. (1985): Definition of subfossil meandering palaeochannels. - Earth Surface Processes and Landforms, **10** (3): 215 - 226; Chichester, New York.
- ROTNICKI, K. (1991): Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. - In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. (eds.): Temperate palaeohydrology: fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years: 431 - 471; Chichester, New York.
- SCHÄFER, I. (1950): Die diluviale Erosion und Akkumulation. - Forsch. z. deutschen Ldkde., **49**; Landshut.

- SCHÄFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - *Geologica Bavarica*, **18**: 1 - 112; München.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. - Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unter Isar- und angrenzenden Donautales. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.* **29**; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1991): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar- und angrenzenden Donautal. - *Freiburger Geogr. H.*, **33**: 91 - 105; Freiburg.
- SHELLMANN, G. (1993): La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallées dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne. - *Revue Géographique de L'Est*, **1993** (4): 235 - 259; Nancy [deutscher Text].
- SHELLMANN, G. (in diesem Band): Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 1 - 56; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. & SCHIRMER, U. (in diesem Band): Zur Altersstellung der Niederterrassen im Raum Hameln (unteres Oberwesertal). - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 57 - 71; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. & SCHIRMER, W. (in diesem Band): Die Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser - ein Vergleich. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 73 - 78; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (in diesem Band): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 79 - 94; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - *Geol. Jb.*, **A71**: 11 - 43; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1988) mit Beiträgen von U. SCHIRMER, G. SCHÖNFISCH & H. WILLMES: Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg. - *DEUQUA-Exkursionsführer zur 24. Tagung in Würzburg*; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. Exkursionen A7, A8, G. - *deuqua-Führer 1*; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1993): Breaks within the Late Quaternary river development of Middle Europe. - *Aardkundige Medelingen*, **6**; Leuven.
- SCHIRMER, W. & STRIEDTER, K. (1985): Alter und Bau der Rheinebene nördlich von Straßburg. - In: HEUBERGER, H. (Hrsg.): *Exkursionsführer II: Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg), Lothringische Vogesen*: 3 - 14; Hannover (Deuqua).
- SCHUMM, S.A. (1977): *The fluvial system*. - New York.
- SCHUMM, S.A. (1979): Geomorphic thresholds: the concept and its applications. - *Inst. Brit. Geogr. Trans. NS 4*: 485 - 515; Oxford.
- SEMMELE, A. (1969): Das Quartär. - In: KÜMMERLE, E. & SEMMELE, A.: *Erl. zur geol. Karte Hessen 1*: 25.000, Blatt 5916 Hochheim a. M.: 51 - 99; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* **14**: 105 - 112; Berlin, Stuttgart.
- SOERGEL, W. (1921): *Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion*. - Berlin.
- STRIEDTER, K. (1988a): Holozäne Talgeschichte im Unterelsaß. - Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.
- STRIEDTER, K. (1988b): Le Rhin en Alsace du Nord au Subboréal. Genèse d'une terrasse fluviale Holocène et son importance pour la mise en valeur de la vallée. - *Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, **1988** (1): 5 - 10; Paris.
- TROLL, K. (1926): *Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen*. - *Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskunde*, **24**: 158 - 256; Stuttgart.
- VEIT, H. (1989): Geoökologische Veränderungen in der periglazialen Höhenstufe der südlichen Hohen Tauern und ihre Auswirkungen auf die postglaziale fluviale Talbodenentwicklung. - *Bayreuther Geow. Arb.*, **14**: 59 - 66; Bayreuth.
- VEIT, H. & HÖFNER, Th. (1993): Permafrost, gelifluction and fluvial sediment transfer in the alpine/subnival ecotone, Central Alps, Austria:

SCHIRMER, W. (1990): Rheingeschichte zwischen

Present, Past and Future. - Z. Geomorph. N.F.,
Suppl.-Bd. 92: 71 - 84; Berlin, Stuttgart.

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

Anschrift:

Dr. Gerhard SCHELLMANN, Universität/GH Essen,
FB 9 - Physiogeographie, Universitätsstr. 2, Post-
fach 103764, D- 45141 Essen

DÜSSELDORFER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

Herausgeber: Armin Gerstenhauer, Günther Glebe, Ekkehard Jordan, Elmar Sabelberg,
Heinz Günter Steinberg, Karl Vorlauffer, Norbert Wein, Gerd Wenzens

Schriftleitung: Manfred Fey, Helmut Schneider

Heft 1	M. Fey	Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge). 1974, 181 S., 44 Abb., 7 Tab., Anhang	vergriffen
Heft 2	G. Wenzens	Morphologische Entwicklung ausgewählter Regionen Nordmexicos unter besonderer Berücksichtigung des Kalkkrusten-, Pediment- und Poljeproblems. 1974, 330 S., 17 Abb., 1 Tab., 14 Karten, 44 Bilder	Sonderpreis/ Restposten DM 25,00
Heft 3	P.A. Engstfeld	Raumordnungsziele und geographische Struktur-entwicklung - Darstellung am Beispiel der Verbandsgemeinde Adenau. 1975, 253 S., 2 Abb., 40 Tab., 11 Karten	Sonderpreis/ Restposten DM 10,00
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, 80 S., 23 Abb., 1 Tab. 8 Karten, 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., 12 Abb., 59 Tab., 50 Karten, 16 Bilder, Anhang	Sonderpreis/ Restposten DM 13,50
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., 33 Abb., 59 Tab., Anhang	vergriffen
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 quartär-morphologische 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 Abb., 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., 10 Abb., 21 Tab., 28 Karten	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., 34 Tab., 27 Karten	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.	vergriffen
Heft 20	H. Obdenbusch	Die tertiäre und quartäre Reliefentwicklung des mittleren Tajograbens. 1982, 142 S., 24 Abb., 6 Diagramme, 5 Karten, 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., 4 Abb., 9 Tab., 32 Karten	vergriffen
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, 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 sozioökonomische Entwicklung der Republik Südafrika, Teil II. Die Entwicklung von 1914 bis 1980. 1987, 319 S., 12 Abb., 105 Tab., 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	vergriffen
Heft 28	H. Brückner	Küstennahe Tiefländer in Indien - ein Beitrag zur Geomorphologie der Tropen. 1990, 239 S., 109 Abb., 46 Tab., 94 Bilder	DM 21,40
Heft 29	G. Schellmann	Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. 1990, 131 S., 33 Abb., 22 Tab.	DM 16,79
Heft 30	A. Janotta	Thermolumineszenzdatierungen als chronometrischer Beitrag zur stratigraphischen Beschreibung von Lößprofilen. 1991, 116 S., 36 Abb., 7 Tab.	DM 15,70
Heft 31	U. Radtke (Hrsg.)	Schwermetalle. Untersuchungen zur Schwermetallverteilung und -dynamik in rezenten Böden, Paläoböden, Flußsedimenten, Mooren und Kinderspielplätzen. 1993, 267 S., 136 Abb., 72 Tab.	DM 39,50
Heft 32	S. Dräger	Wohnsituationen in Mombasa/Kenya. Eine Studie über den Zusammenhang zwischen räumlich-baulicher Umwelt und sozialen Strukturen. 1993, 203 S., 97 Abb., 47 Tab.	DM 20,00
Heft 33	E. Hofmann	Moderne Migrationsstrukturen in Kumasi/Ghana. Eine empirische Studie über den Zusammenhang zwischen Wanderungsverhalten und Zugang zu städtischen Ressourcen. 1994, 114 S., 46 Abb., 36 Tab.	DM 14,50
Heft 34	G. Schellmann (Hrsg.)	Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. 1994,	

Im Selbstverlag des Geographischen Institutes der Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf

Zu beziehen über: Schriftleitung - Geographisches Institut, Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf,
Universitätsstraße 1, D-40225 Düsseldorf