

Patrick Schielein

Jungquartäre Flussgeschichte des Lechs unterhalb von Augsburg und der angrenzenden Donau



University
of Bamberg
Press

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN
SONDERFOLGE

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN
SONDERFOLGE

herausgegeben vom Institut für Geographie
Hans Becker, Andreas Dix, Karsten Garleff, Daniel Göler,
Marc Redepenning, Gerhard Schellmann

Schriftleitung: Astrid Jahreiß

Nr. 9



University of Bamberg Press 2012

Jungquartäre Flussgeschichte des Lechs unterhalb von Augsburg und der angrenzenden Donau

von

Patrick Schielein



University of Bamberg Press 2012

Bibliographische Information der Deutschen Nationalbibliothek

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliographie; detaillierte bibliographische Informationen sind im Internet über <http://dnb.ddb.de/> abrufbar

Diese Arbeit hat der Fakultät Geistes- und Kulturwissenschaften der Otto-Friedrich-Universität Bamberg als Dissertation vorgelegen

1. Gutachter: Prof. Dr. Gerhard Schellmann

2. Gutachter: Prof. Dr. Hans Becker

Tag der mündlichen Prüfung: 22. Juni 2012

Dieses Werk ist als freie Onlineversion über den Hochschulschriften-Server (OPUS; <http://www.opus-bayern.de/uni-bamberg/>) der Universitätsbibliothek Bamberg erreichbar. Kopien und Ausdrücke dürfen nur zum privaten und sonstigen eigenen Gebrauch angefertigt werden.

Herstellung und Druck: docupoint GmbH Magdeburg

Umschlaggestaltung: Dezernat Kommunikation und Alumni der Otto-Friedrich-Universität Bamberg

© University of Bamberg Press Bamberg 2012

<http://www.uni-bamberg.de/ubp/>

ISSN: 0175-3894

ISBN: 978-3-86309-102-6 (Druckausgabe)

eISBN: 978-3-86309-103-3 (Online-Ausgabe)

URN: urn:nbn:de:bvb:473-opus4-10104

Vorwort

Die vorliegende Dissertationsarbeit wurde von Herrn Prof. Dr. Gerhard Schellmann angeregt. An seinem Lehrstuhl für Physische Geographie der Otto-Friedrich-Universität Bamberg konnte ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter zwischen 2008 und 2012 die Arbeiten für mein Dissertationsprojekt durchführen. Ich wurde von ihm bei allen wissenschaftlichen und organisatorischen Aufgaben unterstützt und konnte auf die personelle und technische Ausstattung des Lehrstuhls zurückgreifen. Dafür und für die zahlreichen gemeinsamen und sehr aufschlussreichen Geländeaufenthalte möchte ich mich herzlich bedanken.

Mein Dank ergeht auch an die studentischen und technischen Mitarbeiter des Lehrstuhls für ihre Unterstützung im Gelände, im Labor und bei der Erstellung von Abbildungen und Grafiken.

Herrn Prof. em. Dr. Hans Becker danke ich für seine Bereitschaft das Zweitgutachten für diese Arbeit zu übernehmen.

Während der Durchführung des Dissertationsprojektes wurde in zwei Drittmittelprojekten für das Bayerische Landesamt für Umwelt (LfU) die geologische Aufnahme der jungquartären Talgründe auf vier Gradabteilungsblätter (7231 Genderkingen, 7331 Rain, 7431 Thierhaupten und 7531 Gersthofen) im Maßstab 1:25.000 durchgeführt. Die Kartierungen waren Teil des mit EU-Mitteln geförderten LfU-Projektes „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2008-2011“. Von der „Ständigen Kommission zur Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses“ der Universität Bamberg wurden zwei Vorbereitungsprojekte zur Einwerbung der genannten Drittmittelprojekte finanziert. Die Ergebnisse all dieser Projekte brachten einen großen Nutzen für die vorliegende Dissertationsarbeit. Dafür danke ich dem Bayerische Landesamt für Umwelt und der Universität Bamberg.

Für die Bereitstellung von Bohrunterlagen, Kartenmaterial, archäologischen Daten und dem digitalen Geländemodell gebührt mein Dank verschiedenen Behörden und Privatunternehmen, die in Kapitel 3 aufgeführt sind.

Die Lumineszenzdatierungen wurden am Institut für Angewandte Geologie der Universität für Bodenkultur in Wien und an der Universität Bern durchgeführt. Für die Bereitstellung der Labore und Messzeiten sowie für die freundschaftliche Zusammenarbeit danke ich herzlich Prof. Dr. Frank Preusser, Prof. Dr. Markus Fiebig und Dr. Johanna Lomax.

Für hilfreiche Unterstützung im Gelände und anregende Diskussionen bezüglich der jungquartären Flussgeschichte danke ich Dr. Gerhard Doppler (LfU), Dr. Ernst Kroemer (LfU) und Dipl.-Geogr. Benjamin Geßlein (Universität Bamberg).

Dendrochronologische Alterswerte von eingesedimentierten Eichenstämmen aus dem Untersuchungsgebiet wurden von Franz Herzig vom Landesamt für Denkmalpflege in Thierhaupten zur Verfügung gestellt. Die Bestimmung der Holzarten von den im Laufe des Dissertationsprojektes beprobten Baumstämmen übernahmen Dipl.-Geogr. François Stenger und Dr.-Ing. Thomas Eißing. Dafür sei den genannten Personen gedankt.

Für die intensive Korrektur der vorliegenden Arbeit bin ich meiner Freundin Deborah Röhrle außerordentlich dankbar.

Abschließend gilt mein ganz besonderer Dank meiner Familie und meinen Freunden, die mich während des Studiums und der Promotion unterstützt haben.

Bamberg, Oktober 2012

Patrick Schielein

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	IV
Inhaltsverzeichnis	VII
Abbildungsverzeichnis	IX
Tabellenverzeichnis	XI
1. Einleitung	1
2. Geographischer Überblick über das untere Lech- und das angrenzende Donautal	3
2.1 Geologischer Untergrund und Tektonik	4
2.2 Klima.....	5
2.3 Hydrologie, Hydrographie und wasserbauliche Eingriffe.....	6
3. Arbeitsmethoden	9
3.1 Kartierung.....	9
3.2 Geologische Untersuchungen der Sedimentkörper.....	11
3.3 Altersbestimmung.....	12
3.3.1 Historische Karten.....	12
3.3.2 Archäologische Altershinweise.....	15
3.3.3 Radiokarbondatierung.....	15
3.3.4 Lumineszenzdatierungen.....	16
3.3.4.1 Probennahme aus verschiedenen fluvialen Sedimentfazien.....	17
3.3.4.2 Instrumentelle Details zur Ermittlung der Äquivalenzdosis und der Dosisrate.....	17
3.3.4.3 Analyse der De-Verteilung und statistische Modelle zur De-Berechnung.....	19
4. Forschungsgeschichtlicher Überblick	22
4.1 Forschungsstand zur alt- bis mittelpleistozänen Terrassenstratigraphie im unteren Lechtal und angrenzenden Gebieten.....	23
4.1.1 Altpleistozäne Terrassenstratigraphie der östlichen Iller-Lech-Platte.....	23
4.1.2 Mittelpleistozäne Terrassenstratigraphie im unteren Lech- und angrenzenden Donautal (Hochterrassen).....	29
4.2 Forschungsstand der jungquartären Flussgeschichte im Alpenvorland und angrenzenden Gebieten.....	35
4.2.1 Würmzeitliche Flussgeschichte im Alpenvorland und angrenzenden Gebieten.....	36
4.2.2 Holozäne Flussgeschichte im Alpenvorland und angrenzenden Gebieten.....	40
4.3 Forschungsstand der jungquartären Flussgeschichte im Untersuchungsgebiet.....	43

5.	Jungquartäre Terrassenstratigraphie im unteren Lech- und angrenzenden Donautal.....	46
5.1	Niederterrassen.....	46
5.1.1	Hochwürmzeitliche Niederterrasse (NT 1).....	46
5.1.2	Spätwürmzeitliche Niederterrasse (NT 3).....	47
5.2	Altholozäne Flussbettablagerungen.....	52
5.2.1	Altholozäne Terrasse (qha).....	52
5.2.2	Altholozäner Sockelschotter.....	58
5.3	Mittelholozäne Terrassen.....	61
5.3.1	Atlantische Terrasse (qhm1).....	61
5.3.2	Subboreale Terrasse (qhm2).....	63
5.3.2.1	Subboreale Lechterrasse.....	63
5.3.2.2	Subboreale Donauterrasse.....	71
5.4	Jungholozäne Terrassen.....	74
5.4.1	Eisen- und römerzeitliche Terrassen (qhj1).....	80
5.4.2	Mittelalterliche und frühneuzeitliche Terrassen (qhj2).....	83
5.4.3	Neuzeitliche Terrasse (qhj3).....	86
5.5	Zwischenresümee.....	93
6.	Diskussion.....	105
6.1	Zuverlässigkeit und zeitliche Auflösung der Lumineszenzmessungen im Vergleich mit anderen Altersbelegen.....	105
6.2	Jungquartäre fluviale Dynamiken im Lechtal unterhalb von Augsburg und im angrenzenden Donautal im regionalen und überregionalen Vergleich.....	110
6.2.1	Würmzeitliche fluviale Dynamik.....	110
6.2.2	Holozäne fluviale Dynamik.....	111
6.2.3	Mögliche Steuerungsmechanismen der fluvialen Dynamik im Jungquartär.....	120
7.	Zusammenfassung.....	123
	Quellenverzeichnis.....	126

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes. Naturräumliche Gliederung nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1996).....	4
Abb. 2: Überblick über das Untersuchungsgebiet mit den im Text genannten Aufschlüssen sowie angrenzenden Kartierungen der jungquartären Talgründe.....	8
Abb. 3: Die alt- bis mittelpleistozäne Terrassenstratigraphie in der Umgebung des Untersuchungsgebietes.....	24
Abb. 4: Mittelpleistozäne Laufverlegung der Donau östlich des Untersuchungsgebietes.....	29
Abb. 5: Gliederung der Rainer Hochterrasse nach SCHÄFER (1966).....	33
Abb. 6: Würmzeitliche Terrassen im südlichen Abschnitt des Lechtals.....	47
Abb. 7: Sondierungsbohrung (Bohrung 1) auf der spätwürmzeitlichen Niederterrasse (NT 3) im südlichen Abschnitt des Lechtals.....	48
Abb. 8: Die spätwürmzeitliche Niederterrasse (NT 3) im Donautal unterhalb der Lechmündung.....	49
Abb. 9: Der Top des Kieskörpers der spätwürmzeitlichen Niederterrasse (NT 3) im Donautal unterhalb der Lechmündung (Kiesgrube Staudheim).....	51
Abb. 10: Sondierungsbohrung (Bohrung 2) auf der spätwürmzeitlichen Niederterrasse (NT 3) im Donautal unterhalb der Lechmündung.....	51
Abb. 11: Die altholozäne Terrasse (qha) im südlichen Abschnitt des Lechtals.....	54
Abb. 12: Ein Paläomäander der Schmutter südlich von Westendorf begrenzt die altholozäne Lechterrasse (qha).....	55
Abb. 13: Sondierungsbohrung (Bohrung 3) auf der altholozänen Terrasse (qha) im südlichen Abschnitt des Lechtals.....	56
Abb. 14: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Derching auf der altholozänen Terrasse (qha).....	56
Abb. 15: Die altholozäne Terrasse (qha) im Lechmündungsgebiet.....	57
Abb. 16: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Eisenried auf der altholozänen Terrasse (qha).....	58
Abb. 17: Die mittelholozänen Terrassen (qhm1 und qhm2) im südlichen Abschnitt des Lechtals.....	62
Abb. 18: Die mittelholozänen Terrassen (qhm1 und qhm2) im Lechmündungsgebiet.....	65
Abb. 19: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Ostendorf auf der subborealen Terrasse (qhm2).....	67
Abb. 20: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Ellgau auf der subborealen Terrasse (qhm2).....	68
Abb. 21: Aufschlussprofile in der Kiesgrube Eggelstetten auf der subborealen Terrasse (qhm2).....	69
Abb. 22: Sondierungsbohrung (Bohrung 4) auf der subborealen Terrasse (qhm2) im Donautal unterhalb der Lechmündung.....	73
Abb. 23: Die jungholozänen Terrassen im Untersuchungsgebiet.....	75
Abb. 24: Jungholozäne Terrassenlandschaft bei St. Stephan im Lechtal.....	76

Abb. 25: Jungholozäne Terrassenlandschaft östlich von Donauwörth im Donautal oberhalb der Lechmündung.....	77
Abb. 26: Mächtigkeit der Auenmergel auf den holozänen Terrassen im Untersuchungsgebiet.....	79
Abb. 27: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Lechauenseen SW auf der römerzeitlichen Terrasse (qhj1 ₂).....	81
Abb. 28: Lage der Kiesgrube Oberndorf in einem Paläomäander der römerzeitlichen Terrasse (qhj1 ₂) und die angrenzende <i>villa rustica</i>	82
Abb. 29: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Oberndorf auf der römerzeitlichen Terrasse (qhj1 ₂).....	82
Abb. 30: Der großbogig schräggeschichtete Kieskörper der spätmittelalterlichen Donauterrasse (qhj2 _{2a}) in der Kiesgrube Reichertswert.....	85
Abb. 31: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Reichertswert auf der spätmittelalterlichen Terrasse (qhj2 _{2a}).....	85
Abb. 32: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Burgheim auf der spätmittelalterlichen Terrasse (qhj2 _{2a}).....	86
Abb. 33: Aufschlussprofil des <i>crevasse splay</i> in der Sandgrube Feldheim.....	87
Abb. 34: Vergleich historischer Flussläufe im unteren Lechtal.....	89
Abb. 35: Vergleich historischer Flussläufe im Donautal oberhalb der Lechmündung.....	90
Abb. 36: Vergleich historischer Flussläufe im Donautal unterhalb der Lechmündung.....	91
Abb. 37: Die jungquartären Terrassen im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes.....	96
Abb. 38: Die jungquartären Terrassen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes.....	97
Abb. 39: Schematisches Querprofil des südlichen Lechtalabschnitts (konstruiert aus dem digitalen Geländemodell, Geländekartierungen, Bohrungen und Aufschlüssen).....	98
Abb. 40: Schematisches Querprofil der Lechablagerungen im Lechmündungsgebiet (konstruiert aus dem digitalen Geländemodell, Geländekartierungen, Bohrungen und Aufschlüssen).....	98
Abb. 41: Schematisches Querprofil des Donautals im Bereich oberhalb und unterhalb der Lechmündung (konstruiert aus dem digitalen Geländemodell, Geländekartierungen, Bohrungen und Aufschlüssen).....	99
Abb. 42: Verteilung der gemessenen Lumineszenzalter der Grobkornproben im Vergleich zu anderen Altersbelegen.....	106
Abb. 43: Abhängigkeit der Lumineszenzalter vom Porenwassergehalt.....	108
Abb. 44: Jungquartäre Umlagerungsperioden an verschiedenen Flüssen des deutschen Alpenvorlands und des Mittelgebirgsraums im Vergleich mit den eigenen Befunden (verändert nach SCHELLMANN 1994a).....	119

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Historische Karten vom unteren Lech- und angrenzenden Donautal.....	13
Tab. 2: Flussmorphologische Parameter.....	14
Tab. 3: Bohrungen mit zwei getrennten Kieskörpern auf der spätglazialen Niederterrasse (NT 3) im Donautal unterhalb der Lechmündung.....	50
Tab. 4: Bohrungen mit einem vermutlich altholozänen Sockelschotter im Lechmündungsgebiet.....	60
Tab. 5: Berechnungen der flussmorphologischen Parameter für verschiedene Flussabschnitte.....	88
Tab. 6: Ergebnisse der Flächenberechnungen für verschiedene Flussabschnitte.....	89
Tab. 7: Terrassenstratigraphie im unteren Lech- und angrenzenden Donautal mit Angabe von Altersbelegen.....	100
Tab. 8: ¹⁴ C-Datierungen aus dem unteren Lech- und angrenzenden Donautal.....	101
Tab. 9: Lumineszenz-Datierungen aus dem unteren Lech- und angrenzenden Donautal.....	103

1. Einleitung

Die fluviale Dynamik in mitteleuropäischen Tälern während des Jungquartärs ist seit Jahrzehnten Gegenstand der geomorphologischen und quartärgeologischen Forschung. Dabei standen die geochronologische Rekonstruktion der Flussgeschichte in verschiedenen Tälern, deren regionale und überregionale Korrelation und die Diskussion von Steuerungsmechanismen im Fokus vieler Studien.

Für den mitteleuropäischen Mittelgebirgsraum liegen eine große Anzahl derartiger Untersuchungen vor. Das nördliche Alpenvorland ist zwar seit über hundert Jahren ein klassisches Untersuchungsgebiet für die pleistozäne Stratigraphie (z. B. PENCK 1882; PENCK & BRÜCKNER 1901-1909), aktuelle Studien zur jungquartären Flussgeschichte mit Anwendung moderner Datierungsverfahren fanden in den letzten Jahren jedoch nur vereinzelt statt (z. B. MÜNZBERGER 2005; MEGIES 2006; KOCK et al. 2009a, 2009b; SCHELLMANN 2010; GESSLEIN & SCHELLMANN 2011). Aktuelle technische und methodische Fortschritte im Bereich der Geländekartierung mit Hilfe von digitalen Geländemodellen und bei den Datierungsverfahren haben die Möglichkeiten zur Rekonstruktion der Flussgeschichte verbessert. Dabei sind vor allem die AMS-¹⁴C-Datierung von makroskopischen Pflanzenresten und die Lumineszenzdatierung fluvialer Sedimente hervorzuheben. Letztere ist von besonderem Interesse, da mit dieser Methode Sedimentationsalter direkt bestimmt werden können. Im Alpenvorland traten jedoch bisher einige methodische Schwierigkeiten auf (vgl. KLASSEN 2008).

Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Studie umfasst das untere Lechtal nördlich von Augsburg bis zur Mündung des Lechs in die Donau sowie das angrenzende Donautal. Die jungquartären Talgründe in diesem Gebiet waren kaum Gegenstand der Forschung. Diese fokussierte sich hier bisher auf mittel- bis altpleistozäne Terrassensequenzen.

Die beiden Flüsse besitzen deutlich unterschiedliche Einzugsgebiete. Der Lech entspringt in den Alpen und ist einer der größten Nebenflüsse der Donau. Die Donau hingegen entspringt im Schwarzwald und verfügt vor allem über Zuflüsse aus dem Mittelgebirgsraum. Die Iller ist der einzige alpine Nebenfluss der Donau oberhalb der Lechmündung und ihre Mündung liegt ca. 80 km flussaufwärts des Untersuchungsgebietes. Daneben unterscheiden sich beide Täler in ihrer heutigen Ausprägung auch durch ein unterschiedliches Gefälle und einen unterschiedlichen geologisch-morphologischen Aufbau des Talgrundes. Daher werden in den folgenden Ausführungen beide Täler getrennt betrachtet und miteinander verglichen, wobei der Talabschnitt der Donau unterhalb der Lechmündung deutlich vom Lech beeinflusst ist.

Für die vorliegende Untersuchung ergeben sich folgende zentrale Forschungsfragen:

1. Welchen Terrassen lassen sich für das untere Lechtal und das angrenzenden Donautal nachweisen und datieren, um daraus die jeweilige Flussgeschichte zu rekonstruieren?
2. Gibt es in beiden Tälern eine vergleichbare Flussgeschichte mit einer ähnlichen fluvialen Dynamik und der gleichzeitigen Entstehung von Terrassen oder besitzen beide Flüsse eine Eigendynamik?
3. Lässt sich die Flussgeschichte beider Flüsse mit anderen Flüssen im Alpenvorland und dem Mittelgebirgsraum korrelieren und können die in der Literatur postulierten Grundtendenzen der fluvialen Dynamik in Mitteleuropa mit gleichzeitigen Umlagerungsperioden auch hier nachgewiesen werden?

Um diese Forschungsfragen zu klären, wurde im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen eine großflächige geomorphologische Kartierung von jungquartären Flussbettablagerungen in Form von Flussterrassen durchgeführt und deren genaue zeitliche Einstufung unter Verwendung verschiedener Datierungsmethoden bestimmt. Dabei wurde die Lumineszenzdatierung schwerpunktmäßig angewandt und deren Ergebnisse mit anderen Altersbelegen verglichen. Zweck dieses Vorgehens ist zu überprüfen, inwiefern die Lumineszenzalter von holozänen Sedimenten aus verschiedenen fluvialen Sedimentationsmilieus mit den unabhängigen Alterskontrollen übereinstimmen und welche Gründe für Abweichungen in Frage kommen.

Daneben stellt sich die Frage, ob sich aus den gewonnenen Erkenntnissen über die Stratigraphie und Datierung fluvialer Ablagerungen im Untersuchungsgebiet Folgerungen für ältere Terrassen im Alpenvorland ableiten lassen.

Außerdem wird diskutiert, ob der Vergleich der Flussgeschichte in den untersuchten Talabschnitten von Lech und Donau miteinander und mit anderen Tälern im Alpenvorland und den angrenzenden Mittelgebirgen Hinweise auf Steuerungsmechanismen der fluvialen Dynamik in Mitteleuropa während des Jungquartärs geben kann.

2. Geographischer Überblick über das untere Lech- und das angrenzende Donautal

Das Untersuchungsgebiet liegt im Nördlichen Alpenvorland am Zusammenfluss der Donau und des Lechs (Abb. 1).

Der Lech entspringt im Lechquellengebirge, einer Gebirgsgruppe der Nördlichen Kalkalpen im österreichischen Bundesland Vorarlberg. Er verlässt die Kalkalpen bei Füssen und durchbricht die Flyschzone, die Faltenmolasse und die würmzeitlichen Jungmoränengebiete in nordöstlicher Richtung. Im weiteren Verlauf nach Norden durch das Alpenvorland wird das Lechtal im Osten von Altmoränen und dem Tertiärhügelland flankiert. Westlich schließen sich die Augsburger Hochterrasse, das Wertachtal und die mittel- bis altpleistozänen Flussablagerungen der Iller-Lech-Schotterplatte an. Im nördlichen Stadtgebiet von Augsburg mündet die Wertach, ein weiterer Fluss mit alpinem Einzugsgebiet, in den Lech. Unterhalb der Wertachmündung ist westlich des Lechs die Langweider Hochterrasse erhalten. Östlich des unteren Lechtals sind die mittel- bis altpleistozänen Flussablagerungen der Aindlinger Terrassentreppe verbreitet. Deren jüngste Stufe nimmt die Rainer Hochterrasse ein. Die Hochterrassenoberfläche liegt bis zu 10 m höher als der jungquartäre Talgrund des Lechtals, welcher von den würmzeitlichen und holozänen Terrassen gebildet wird. Diese sind meist nur durch geringe Niveauunterschiede voneinander abgesetzt. Die Oberflächen der jungquartären Terrassen sind von zahlreichen, teils mäandergeformten, teils verzweigten Paläoflussarmen und Hochwasserrinnen geprägt.

Das Quellgebiet der Donau liegt im südlichen Schwarzwald. Nachdem sie den Schwarzwald und die Schwäbische Alb verlassen hat, fließt sie am nördlichen Rand des Bayerischen Alpenvorlandes nach Nordosten und nimmt zahlreiche Nebenflüsse aus der Schwäbisch-Fränkischen Alb und der Iller-Lech-Schotterplatte auf. Der einzige Fluss mit einem alpinen Einzugsgebiet, der oberhalb der Lechmündung mit der Donau zusammenfließt, ist die Iller. Das Einzugsgebiet der Donau liegt bis hier ausschließlich im Mittelgebirgsraum. Der Zusammenfluss von Lech und Donau befindet sich im Donauried (Abb. 1), einem bis 8 km breiten Becken, das mit jungquartären Flussablagerungen verfüllt ist. An seinen nördlichen und südlichen Rändern sind zudem Hochterrassenreste erhalten. Das Donauried erstreckt sich auf einer Länge von ca. 80 km zwischen Ulm und der Neuburger Talenge. Dieses Engtal wurde von der Donau in einen jurazeitlichen Kalksteinriegel der Fränkischen Alb ca. 10 km unterhalb der Lechmündung eingeschnitten. Oberhalb des Engtals befindet sich im Norden des Donautals der Eingang zum Wellheimer Trockental (Abb. 1), einem ehemaligen Tal der Donau in der Fränkischen Alb, das im weiteren Verlauf in das heutige Altmühltal übergeht. Das jungquartäre Donautal wird im Norden von der Fränkischen Alb begrenzt. Am südlichen Talrand folgen oberhalb der Rainer Hochterrasse, bzw. eines

kleinen Hochterrassenrestes bei Mertingen, die mittel- bis altpleistozänen Terrassen der Iller-Lech-Schotterplatte und der Aindlinger Terrassentreppe.

2.1 Geologischer Untergrund und Tektonik

Das Nördliche Alpenvorland ist eine bis zu 140 km breite Hochebene, die sich über ca. 800 km von Genf bis Wien erstreckt. Das Bayerische Alpenvorland bildet ihren zentralen Teil. Im Norden wird das Bayerische Alpenvorland von der Donau, bzw. vom Anstieg zur Schwäbisch-Fränkischen Alb (im Westteil) und vom Bayerischen Wald (im

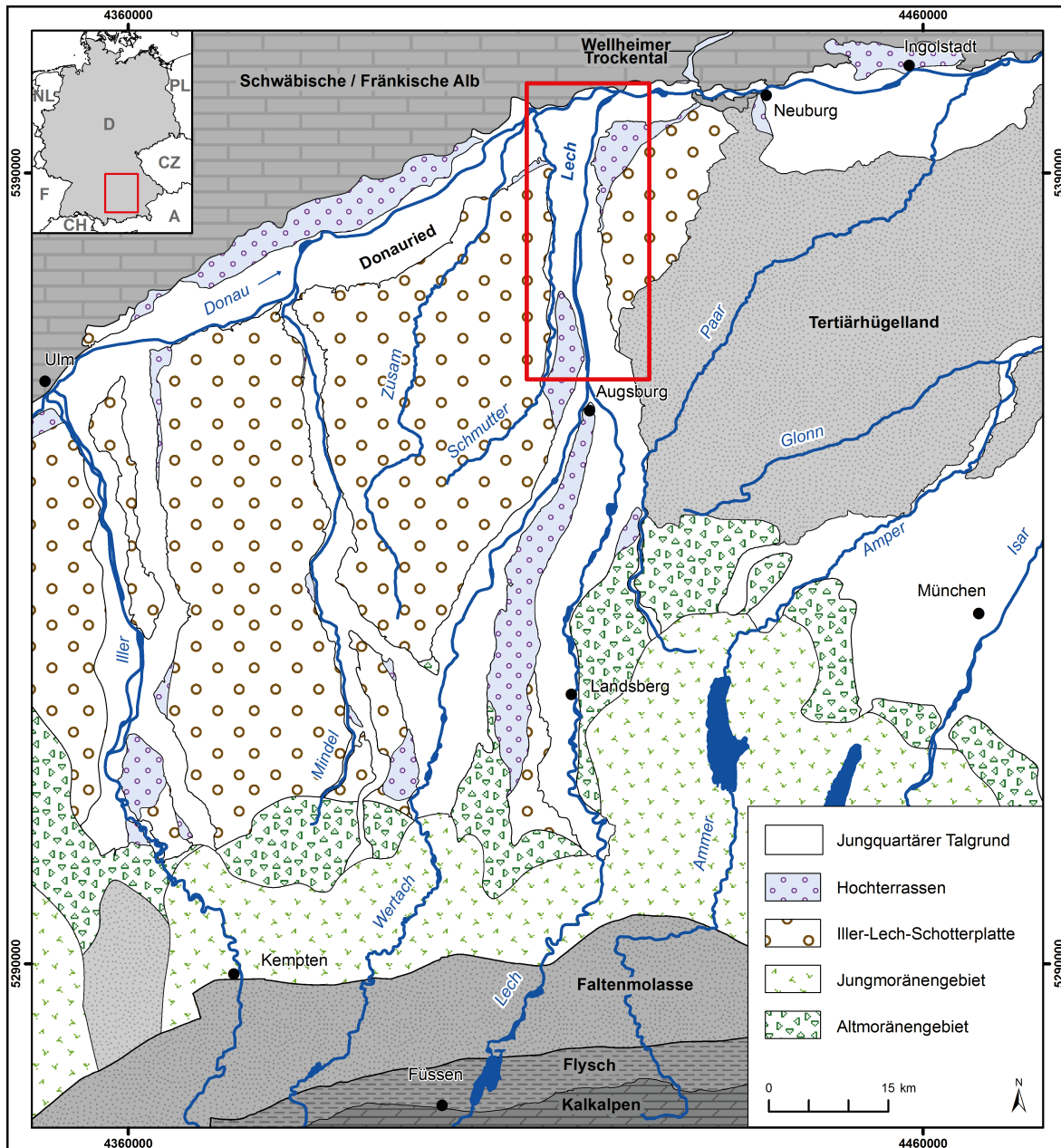


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes. Naturräumliche Gliederung nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1996)

Osteil) begrenzt. Im Süden folgen mit der Faltenmolasse und der Flyschzone die Voralpen und schließlich die Nördlichen Kalkalpen (Abb. 1).

Das Alpenvorland gehört geologisch zur Molasse-Vorlandsenke der Alpen, welche im Tertiär vor allem mit dem Abtragungsschutt des aufsteigenden Gebirges verfüllt wurde. Die Sedimentation erfolgte durch Flüsse, wobei zeitweise Meeresvorstöße das Molassebecken erreichten und somit marine Sedimente abgelagert wurden. Dementsprechend lassen sich die Molasseablagerungen in die Untere Meeresmolasse (UMM), die Untere Süßwassermolasse (USM), die Obere Meeresmolasse (OMM) und die Obere Süßwassermolasse (OSM) aufgliedern (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996). Diese Ablagerungen bilden den Untergrund der quartären Ablagerungen im Alpenvorland. Ihre Mächtigkeit steigt von einigen hundert Metern im Norden des Molassebeckens bis zu 5000 m am Alpenrand.

Im östlichen Bereich des Bayerischen Alpenvorlands bilden sie das flachwellig reliefierte Tertiärhügelland. Am Alpenrand wurden Molassesedimente in die Alpenfaltung miteinbezogen. Diese Faltenmolasse gehört somit tektonisch zu den Alpen, geologisch aber zum Alpenvorland.

Im Untersuchungsgebiet bildet die OSM fast ausschließlich den präquartären Untergrund. Die Sedimente der OSM werden dominiert von gelblichgrauen, stark glimmerhaltigen Feinsanden (Flinzsand). Eine ausführliche Darstellung dieser tertiären Ablagerungen bieten DOPPLER (1989) und DOPPLER et al. (2005). Nur am nördlichen Rand des Donautals liegen nach geoelektrischen Messungen von HOMILIUS et al. (1984) die quartären Ablagerungen direkt dem Malm auf. Oberflächlich steht die OSM im Untersuchungsgebiet östlich des Lechtals am Anstieg zur Aindlinger Terrassentreppe (TILLMANNS et al. 1983) und westlich des Lechtals am Anstieg zur Iller-Lech-Platte (BECKER-HAUMANN et al. 2001) an.

Die tektonische Entwicklung des Molassebeckens wird von LEMCKE (1988) ausführlich dargestellt. Im Untersuchungsgebiet sind keine tektonischen Bruchstrukturen bekannt (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996).

2.2 Klima

Die klimatischen Verhältnisse im Alpenvorland können nach KÖPPEN (1923) als feuchttemperiertes Klima mit warmem Sommer (Cfb) eingestuft werden. Das langjährige Mittel der Jahrestemperatur liegt für den Zeitraum 1961 – 1990 an der Klimastation Augsburg-Mühlhausen (462 m ü. NN) ca. 30 km südlich der Lechmündung bei 8,0 °C. Im Juli wurden hier Durchschnittswerte von 17,3 °C, im Januar von –1,5 °C

erreicht. Der Mittelwert des Jahresniederschlags zwischen 1961 und 1990 beträgt in Augsburg-Mühlhausen 749,7 mm, im ca. 5 km talaufwärts der Lechmündung gelegenen Rain (409 m ü. NN) für den gleichen Zeitraum 718,7 mm (DWD 2012).

2.3 Hydrologie, Hydrographie und wasserbauliche Eingriffe

Das untere Lechtal und das angrenzende Donautal unterscheiden sich in ihren hydrologischen und hydrographischen Eigenschaften.

Das Donautal verläuft von WSW nach ENE durch das Untersuchungsgebiet, während das Lechtal von Süden einmündet. Die rezenten Flussläufe entsprechen in ihrer Fließrichtung der jeweiligen Talausrichtung. Die jungquartären Bereiche beider Täler sind im Untersuchungsgebiet etwa 6 km breit, weisen jedoch ein unterschiedliches Talgefälle auf. Im Donautal beträgt das mittlere Talgefälle 0,7 ‰, im Lechtal beträgt es 1,4 ‰. Das zum Teil alpine Einzugsgebiet des Lechs beeinflusst deutlich die Abflussverhältnisse des unteren Lechs. Sommerliche Schmelzwässer und das Niederschlagsmaximum im Sommerhalbjahr bewirken am unteren Lech ein signifikantes Abflussmaximum und eine Häufung der Hochwasserereignisse in den Sommermonaten. An der Pegelstation Augsburg, unterhalb der Wertachmündung, lag in der Jahresreihe 1960 – 2007 der mittlere Niedrigwasserabfluss bei 48,7 m³/s, der durchschnittliche Mittelwasserabfluss bei 114 m³/s und der mittlere Hochwasserabfluss bei 594 m³/s, wobei letzterer mit 590 m³/s im Sommer deutlich höher lag als mit 250 m³/s im Winter (HND 2012). Der höchste Abfluss an dieser Pegelstation mit 1540 m³/s wurde im August 2005 gemessen. An der Donau oberhalb der Lechmündung herrschen hingegen relativ ausgeglichene Abflussverhältnisse mit einer deutlichen Hochwasserhäufung im Winterhalbjahr. Am Pegel Donauwörth betrug der Niedrigwasserabfluss zwischen 1924 und 2007 76,3 m³/s, der durchschnittliche Mittelwasserabfluss 191 m³/s und der mittlere Hochwasserabfluss 757 m³/s. Hier wurden die fünf höchsten gemessenen Abflüsse seit 1862 mit 1150 – 1340 m³/s im April, Februar und Dezember erreicht (HND 2012). Der durchschnittliche Abfluss der Donau ist insgesamt höher als der des Lechs, jedoch weist letzterer häufiger Sommerhochwässer auf.

Anthropogene Baumaßnahmen haben die natürlich Dynamik der Flüsse seit Jahrhunderten beeinflusst. Direkte Eingriffe, wie der Bau von Buhnen zum Hochwasserschutz am unteren Lech (vgl. LEIDL & RUTH-FRANZ 1998) oder die Umleitung von Bächen zum Mühlbetrieb (vgl. SCHEUENPFLUG 1978), sind seit dem Mittelalter nachweisbar. Die Korrektur der Flussläufe von Lech und Donau wurde seit dem Ende des 19. Jahrhunderts mittels Durchstichen und Begradigungen durchgeführt. Im Untersuchungsgebiet wird diese Korrektur zuerst durch historische Karten der Donau von 1891 belegt (Vermessungsamt Donauwörth 2008).

Der Gersthofener Lechkanal wurde zu Beginn des 20. Jahrhunderts zur Stromerzeugung in den Kanalkraftwerken Gersthofen (Baujahr: 1898 – 1901), Langweid (1907 – 1908) und Meitingen (1922) vom Lech abgeleitet (Abb. 2). Seit den 50 Jahren des 20. Jahrhunderts wurden weiter flussabwärts die Lechstaustufen Ellgau (1952), Oberpeiching (1954), Rain (1955) und Feldheim (1960) errichtet und somit die natürliche Flusssdynamik weitgehend beendet (BAUER 1975). An der Donau unterhalb der Lechmündung wurde 1967 die Staustufe Bertoldsheim gebaut.

Neben Lech und Donau fließen zahlreiche tributäre Bäche in den Talgründen des Untersuchungsgebietes. Die wichtigsten sind die Zusam, die Schmutter, die Friedberger Ach und die Kleine Paar (Abb. 2).

Die Zusam entspringt in der Iller-Lech-Schotterplatte, fließt in das Donauried und mündet am Westrand des Untersuchungsgebietes in die Donau.

Ein weiterer Donauzufluss aus der Iller-Lech-Schotterplatte ist die Schmutter. Sie tritt nordwestlich von Augsburg in das Lechtal ein und bildet am Westrand der Langweider Hochterrasse ein eigenes Tal mit mehreren pleistozänen und holozänen Terrassenstufen (SCHELLMANN, in Druckvorb. a, in Druckvorb. b). Das holozäne Schmuttertal setzt sich weiter nördlich am Rand der holozänen Lechterrassen fort. Südlich von Mertingen wurde die Schmutter höchstwahrscheinlich anthropogen aufgeteilt, wobei ein östlicher Arm als Eggelseebach in einer Senke der mittelholozänen Lechterrassen zur Donau hinfließt, während der eigentliche Schmutterlauf parallel dazu im Westen verläuft (Abb. 2).

Die Friedberger Ach entspringt in der holozänen Talaue des Lechtals südöstlich von Augsburg und fließt östlich des rezenten Lechlaufs parallel zu diesem nach Norden. Ursprünglich mündete sie bei Thierhaupten in den Lech, wurde aber im Mittelalter zum Mühlenantrieb anthropogen verlegt (SCHEUENPFLUG 1978). Dadurch schneidet sie ältere holozäne Lechterrassen und fließt größtenteils entlang der Unterkante der Rainer Hochterrasse. Teilweise verläuft sie kanalartig im Anstieg zur Hochterrasse. Unterhalb von Rain tritt sie in das Donautal ein und mündet erst kurz vor der Steppberg-Neuburger Talenge in die Donau.

Die Kleine Paar fließt aus der Aindlinger Terrassentreppe nach Norden und zerschneidet die Rainer Hochterrasse in ihrem östlichen Bereich. Das etwa 5 – 10 m tiefer als die Hochterrassenoberfläche liegende Tal der Kleinen Paar wurde schon im Pleistozän angelegt und mündet westlich von Burgheim auf dem Niveau der würm-spätglazialen Donauterrasse. Die Kleine Paar nutzt die Randsenke dieser Niederterrasse und im weiteren Verlauf mehrere holozäne Rinnen bis sie sich mit der Friedberger Ach kurz vor deren Mündung in die Donau vereint.

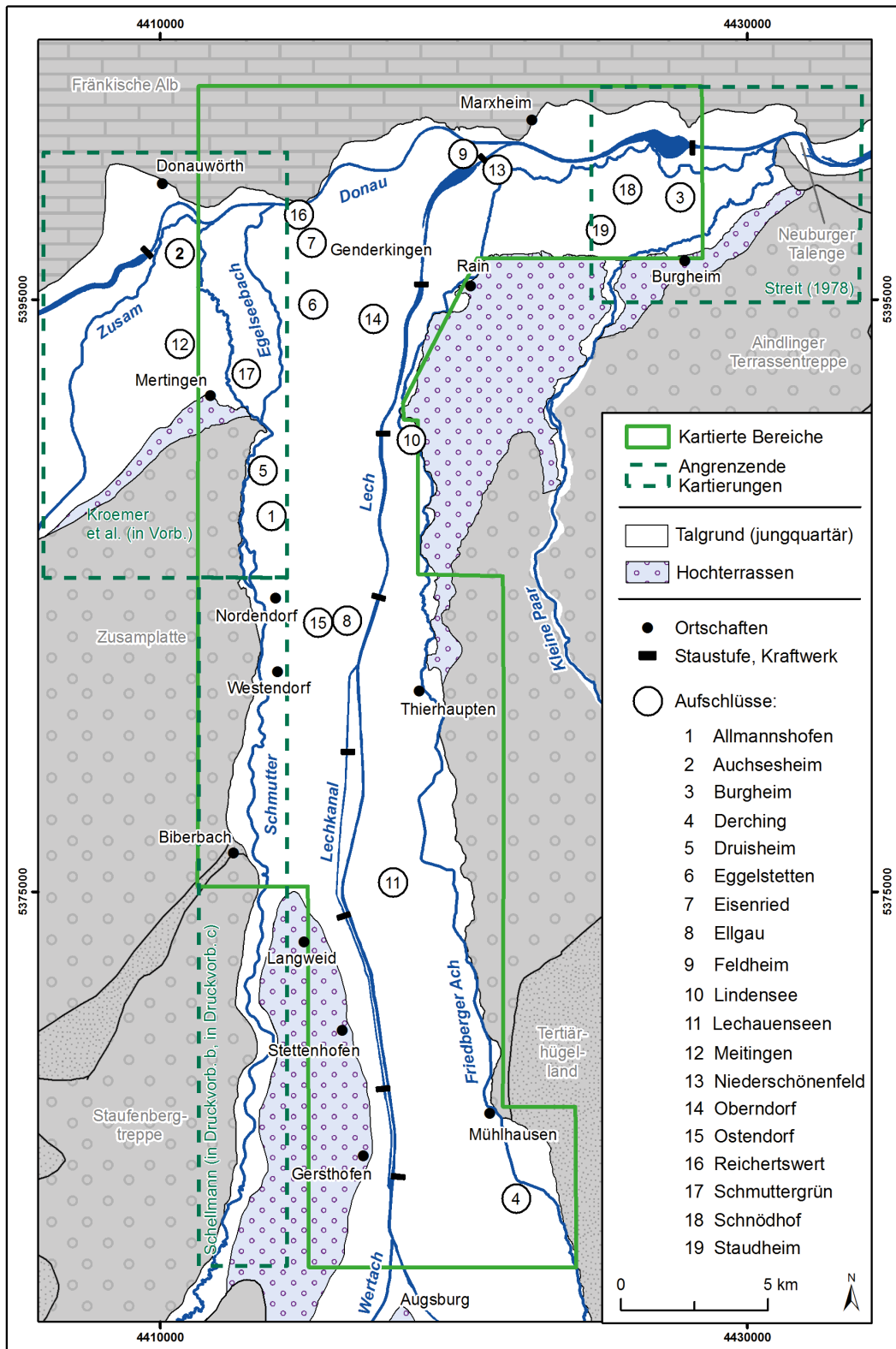


Abb. 2: Überblick über das Untersuchungsgebiet mit den im Text genannten Aufschlüssen sowie angrenzenden Kartierungen der jungquartären Talgründe.

3. Arbeitsmethoden

Die Auswahl der Untersuchungsmethoden orientierte sich zum einen an den zentralen Fragestellungen dieser Arbeit (vgl. Kap. 1). Dabei stand die geomorphologische Kartierung und Differenzierung, der sedimentologische Aufbau und die Alterseinstufung von Flussterrassen im Vordergrund. Zum anderen war die Methodenauswahl bedingt durch die bestehenden Gelände- und Aufschlussverhältnisse und das vorliegende Datenmaterial für das Untersuchungsgebiet.

So war der Terrassenbaustil in den Talböden ausschlaggebend für die Kartiermethode (Kap. 3.1). Die jeweilige Aufschlussituation ermöglichte sedimentologische Untersuchungen und die Entnahme von Proben in unterschiedlichem Maß. Ergänzend wurden Sondierungsbohrungen und zahlreiche Schichtenverzeichnisse von verschiedenen Ämtern und Privatunternehmen ausgewertet (Kap. 3.2). Zur Datierung dienten neben den Proben aus den Aufschlüssen und Sondierungsbohrungen sowohl absolute Altersangaben aus verschiedenen Publikationen als auch historische Kartenwerke und die Auswertung archäologischer Fundstellen (Kap. 3.3). Dabei wurde ein besonderes Augenmerk auf die Lumineszenzdatierung und dem Vergleich ihrer Ergebnisse mit anderen Altersdaten unter besonderer Berücksichtigung der jeweils beprobten fluvialen Sedimentfazien gelegt (Kap. 3.3.4).

3.1 Kartierung

Die Grundlage der vorliegenden Arbeit bildet eine Kartierung der fluvialen Ablagerungen von Lech und Donau im Untersuchungsgebiet. Die Geländekartierung wurde zwischen Herbst 2008 und Herbst 2011 durchgeführt und mit Hilfe des digitalen Geländemodells überprüft und ergänzt (s.u.). Dabei wurden innerhalb der jungquartären Talböden Flussterrassen ausgegliedert. Diese Flussbettablagerungen bilden teilweise, vor allem im südlichen Abschnitt des untersuchten Lechtals und an der Donau, Terrassentreppen mit relativ geringfügigen Niveauunterschieden von einigen Dezimetern bis zu mehreren Metern. Aufgrund dieser Höhenunterschiede war eine Gliederung in diesen Fällen eindeutig. In bebauten oder anderweitig künstlich veränderten Gebieten konnten geologische Grenzen zwischen Terrassenkörpern auch hier teilweise nur vermutet werden. Dort, wo sich die Oberflächenniveaus einzelner Terrassen annähern – vor allem im nördlichen Bereich des Lechtals nahe der Lechmündung – treten Reihenterrassen auf. SCHIRMER (1983) entwickelte für die mäandergeformten Reihenterrassen im Main-Regnitz-Gebiet die sogenannte „nahtrinnenbezogenen Kartiermethode“. Dabei stellt die Nahrinne die Verbindung aller Mäanderaußenbögen auf einer Terrasse und somit die Grenze zu einer älteren Terrasse dar. Da die Terrassenoberfläche zur Nahrinne hin absinkt, sind oftmals deutliche Kanten zu älteren Terrassen ausgebildet. Außerdem werden Rinnen auf älteren Terrassen von der jüngeren Naht-

rinne an morphologischen Diskordanzen geschnitten und weisen somit auch auf eine Terrassengrenze hin. Dieser Aufbau von Mäanderterrassen und die daraus abgeleitete Kartiermethode von SCHIRMER (1983) ließ sich jedoch nur bedingt auf das Untersuchungsgebiet übertragen. Im unteren Lechtal und im Donautal unterhalb der Lechmündung gibt es nur selten reine Mäanderterrassen. Stattdessen besitzen die Terrassen hier eine Übergangsmorphologie, die sowohl mäander- als auch durch verzweigte Flussrinnen geformt ist. Dementsprechend erfolgte die Abgrenzung dieser Terrassen mit Hilfe einer Kombination verschiedener Methoden. Dazu zählen Niveauunterschiede, Nahrinnen und zudem Rinnensysteme, die auf einer Terrasse gleich ausgerichtet sind und von einem diskordant verlaufenden Rinnensystem auf einer anderen Terrasse abgegrenzt werden können.

Die Kartierungen wurden bei ausgedehnten Geländebegehungen im Maßstab 1:10.000 aufgenommen, manuell digitalisiert und nachträglich mit dem digitalen Geländemodell überprüft und gegebenenfalls ergänzt. Das Geländemodell basiert auf LiDAR-Daten. Diese wurden von einem *Airborne Laserscanning System* aufgenommen, das an einem Flugzeug installiert das Gelände scannte. Diese Daten wurden vom Bayerischen Landesamt für Vermessung und Geoinformation in Auftrag gegeben, nachbearbeitet und im Rahmen der Kartierprojekte für das Landesamt für Umwelt (LfU) an den Autor dieser Arbeit in einem 2 x 2 m Raster übergeben. Die LiDAR-Daten umfassten Angaben zur Lage und Höhe der aufgenommenen Punkte (x-,y- und z-Werte). Daraus wurde mit Hilfe des Arc GIS *3D-Analyst* das digitale Geländemodell errechnet.

Die geologischen Kartierungen im Untersuchungsgebiet wurde zum Teil im Rahmen des mit EU-Mitteln geförderten LfU-Projektes „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2008-2011“ durchgeführt, wobei jeweils der jungquartäre Talgrund auf folgenden Gradabteilungsblättern im Maßstab 1:25.000 bearbeitet wurde: 7231 Genderkingen, 7331 Rain, 7431 Thierhaupten und 7531 Gersthofen. Die in den geologischen Karten und dazugehörigen Erläuterungen verwendeten Abkürzungen für Flussterrassen wurden teilweise in diese Arbeit übernommen. So werden in der Generallegende des LfU die Abkürzungen aller holozänen Terrassen nach ihrem Alter mit den Buchstaben für Quartär (q) und Holozän (h) versehen. Weiterhin folgt ein Buchstabe für die alt- (a), mittel- (m) oder jungholozäne (j) Alterstellung sowie Nummerierungen, falls mehrere Terrassen in einem Zeitabschnitt gebildet wurden. Dies trifft vor allem im Jungholozän zu, wo teilweise mehrere Terrassen aus einer Terrassengruppe ausgegliedert wurden. Dies wird durch tiefgestellte Zeichen markiert. Eine Abweichung zur Terrassengliederung in der Generallegende des LfU betrifft die qhj₂-Terrasse, die in der vorliegenden Arbeit in zwei Einzelterrassen (qhj_{2a} und qhj_{2b}) aufgeteilt wurde.

3.2 Geologische Untersuchungen der Sedimentkörper

Parallel zur Kartierung wurden die Sedimentkörper der einzelnen Terrassen untersucht. Dazu dienten die Schichtenverzeichnisse von Bohrunterlagen, die von folgenden Ämtern und Privatunternehmen zur Verfügung gestellt wurden: Bayerisches Landesamt für Umwelt (München), Wasserwirtschaftsamt Donauwörth, Staatliches Straßenbauamt Augsburg, Bayerische Elektrizitätswerke GmbH (Augsburg), Zweckverband Wasserversorgung Fränkischer Wirtschaftsraum (Nürnberg), Stadt Rain am Lech, Gemeinde Asbach-Bäumenheim, Autobahndirektion Süd (München), Ingenieurbüro HydroConsult (Augsburg), Kieswerk Klauser-Wensauer GmbH & Co KG (Asbach-Bäumenheim) und Kieswerk Wanner & Märker GmbH & Co KG (Genderkingen). Insgesamt lagen 1029 auswertbare Schichtverzeichnisse von Bohrungen aus dem Untersuchungsgebiet vor und konnten bezüglich Quartärbasis, Deckschichtenmächtigkeit und eventuell auftretenden Stapelungen von Kieskörpern ausgewertet werden. Dabei ist jedoch zu beachten, dass Lageangaben der Bohrpunkte in Gauß-Krüger-Koordinaten oftmals ungenau waren oder sogar ganz fehlten. Für letzteren Fall musste die Lokalität der Bohrungen auf Grundlage von mitgelieferten, oft ungenauen Lageplänen rekonstruiert werden. Es ist daher nicht auszuschließen, dass manche Bohrpunkte um einige Zehnermeter von der tatsächlichen Lage der Bohrung abweichen. Dies ist in den meisten Fällen unproblematisch, kann aber am Rand einer Terrasse falsche Informationen über deren Aufbau liefern, falls die Bohrung eigentlich auf einer anderen Terrasse niedergebracht wurde. Zudem können sowohl Angaben der Schichtgrenzen als auch die Sedimentansprache selbst ungenau oder fehlerhaft sein.

Deckschichten und Rinnenfüllungen wurden außerdem in zahlreichen Handbohrungen abgeteuft. Mit einem Handbohrgerät wurde möglichst bis zur Basis der feinklastischen Sedimente gebohrt, um von dort datierbares Material zu entnehmen. Damit kann der Beginn der Hochflutsedimentation und somit das ungefähre Ende der Flussbettsedimentation relativ genau datiert werden.

In insgesamt 19 Kiesgruben wurden Aufschlüsse erfasst (Abb. 2). Die Kieskörper waren aufgrund des hohen Grundwasserstandes meist gar nicht oder nur geringfügig aufgeschlossen. Aussagen über die Schotterbasis und das Schichtungsbild waren daher nur in seltenen Fällen möglich. Datierbare Proben (Hölzer und Torfe) aus dem Kieskörper konnten oft nicht *in situ* genommen werden, sondern lagen als Lesefunde am Rand der wassergefüllten Kiesgruben. Teilweise konnte die Entnahmetiefe von Baumstämmen vom Baggerführer erfragt werden. In den Aufschlüssen wurden außerdem feinklastische Hochflutsedimente und Rinnenfüllungen geologisch aufgenommen und Proben entnommen, die zur Datierung oder ergänzenden Laboranalysen (s.u.) bestimmt waren.

Die sedimentologischen Feldaufnahmen wurden teilweise durch Korngrößenanalysen, Karbonat- und Humusbestimmungen ergänzt. Diese Analysen wurden im Physik-Geographischen Labor der Universität Bamberg von Laborleiter R. Beer durchgeführt. Die Bestimmungen der Korngrößen für die feinklastischen Sedimente (< 2 mm) erfolgte für die Sandfraktion mit der Nasssiebung, wobei in Grob- ($2 - 0,63$ mm), Mittel- ($0,63 - 0,2$ mm) und Feinsand ($0,2 - 0,063$ mm) unterschieden wurde. Die Anteile von Schluff ($0,063 - 0,002$ mm) und Ton ($< 0,002$ mm) wurden mit der Pipettanalyse nach Köhn bestimmt. Zur Bestimmung des Karbonatgehalts wurden die Karbonate durch Salzsäure zerstört und das dabei entwickelte Kohlendioxid gasvolumetrisch in einer Scheibler-Apparatur gemessen. Die photometrische Humusbestimmung erfolgte durch die nasse Veraschung mit Kaliumdichromat-Schwefelsäure.

3.3 Altersbestimmung

Die Altersstellung von Flussterrassen kann durch morphostratigraphische Kriterien nur relativ eingestuft werden. Eine absolute Chronologie benötigt numerische Datierungen aus dem Kieskörper oder von der Terrassenoberfläche. Flussfunde aus einem Kieskörper können je nach Material unterschiedlich datiert werden (Archäologie, Dendrochronologie, Radiokarbondatierung) liefern aber immer nur Maximalalter für die Terrassenentstehung, da das datierte Material umgelagert sein kann. Die Lumineszenzdatierung nimmt eine Sonderstellung ein, da mit ihr die Ablagerung eines Sedimentes direkt datiert werden kann.

Obertägige Altershinweise sind meist Besiedlungsbefunde wie Gebäude, Gräber oder Straßen. Sie geben ein Mindestalter für eine Terrasse an, da deren Bildung zum Zeitpunkt der Besiedlung abgeschlossen sein musste. Historische Karten mit ehemaligen Flussläufen liefern neben exakten Daten für eine Terrassenbildungsphase die Möglichkeit, die damalige Flussdynamik zu rekonstruieren.

3.3.1 Historische Karten

Auf historischen Karten aus dem 17. bis 19. Jahrhundert (Tab. 1) sind die damaligen Flussläufe von Lech und Donau dargestellt. Mit diesen konnte die Bildungszeit der beiden jüngsten Terrassen bestimmt werden. Außerdem ermöglichten die historischen Kartenwerke eine Rekonstruktion der natürlichen Flussdynamik bevor anthropogene Flusskorrekturen ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts einsetzten (SCHIELEIN 2010). Im Folgenden werden kurz die methodischen Grundlagen der qualitativen und quantitativen Kartenanalyse vorgestellt.

Die ältesten analysierten Karten reichen bis ins 16. Jahrhundert zurück, weisen jedoch aufgrund von Generalisierung und schemenhafter Darstellung sowie teilweise starken Lageverzerrungen hohe Ungenauigkeiten auf. Ein quantitativer Vergleich von Flussgrundrissen ist für historische Karten vor Beginn des 19. Jahrhunderts daher nicht möglich. Die Verortung der Flussläufe konnte nur über die ungefähre Lage von Siedlungen vorgenommen werden. Geodätisch aufgenommene Karten (Tab. 1) konnten hingegen in einem Geographischen Informationssystem (GIS) georeferenziert und die darauf dargestellten Flussläufe digitalisiert werden. Für diese Karten war der quantitative Vergleich von Flächenumgestaltungen (Flächengewinn / -verlust) für verschiedene Zeitschnitte aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts möglich, um die jeweilige

Tab. 1: Historische Karten vom unteren Lech- und angrenzenden Donautal.

Bezeichnung	Erstellungsdatum	Quelle	Maßstab
Wassereinbrüche und Schlachtbauten an der Lechmündung	1580	BayHStA PLS: 2736	o.A.
Donau bei Bertoldsheim	1598 (1772 nachgezeichnet)	StAA 2009 Findbuch: A 11	o.A.
Die Donau zwischen Donauwörth und der Lechmündung	1607	BayHStA 2008 PLS: 3775	o.A.
Die Wörte der Donau bei Marxheim	1610	BayHStA PLS:3744	o.A.
Das Mündungsgebiet des Lechs	ca. 1620	BayHstA PLS:3746	o.A.
Die Donau zwischen Neffsend und Altisheim	6. Juni 1620	BayHStA 2008 Neuburg Nr. 26	o.A.
Der Lech von Schongau bis zur Mündung in die Donau	1648	BayHStA PLS: 1272	„1 Stunde Weg = 13 cm“
Rain und die Lechbrücke	Mitte 17 Jh	StAA 2009 Findbuch: C 18	o.A.
Die Donau von Donauwörth bis Neuburg	1692	BayHStA PLS: 4052	o.A.
Der Lech bei Rain	1789	BayHStA PLS: 2236	„2000 Schuh = 29,4cm“
Stromatlas von Adrian Riedl	veröffentlicht 1806	Bayr. Staatsbibliothek 2008	1:28.000
Topographischer Atlas des Königreichs Bayern	veröffentlicht 1817, erstellt um 1809	Landesamt für Vermessung und Geoinformation 2008	1:50.000
Uraufnahmen	1813-14	Landesamt für Vermessung und Geoinformation 2008	1:5.000
Finanzamtlicher Extraditionsplan	1831-34	Vermessungsamt Donauwörth 2008	1:5.000

Umlagerungstätigkeit in einem definierten Zeitraum zu bestimmen. Daneben wurden für diese Karten flussmorphologische Parameter berechnet.

Der Mäandrierungsfaktor (Sinuosität) nach LEOPOLD & WOLMAN (1957) ergibt sich aus der Division der Flusslauflänge durch die Tallänge. Je stärker ein Fluss mäandriert, desto größer ist der Mäandrierungsfaktor. Ab einem Wert von 1,5 spricht man in verschiedenen Veröffentlichungen zur Flussmorphologie (LEOPOLD & WOLMAN 1957, MANGELSDORF & SCHEURMANN 1980, BRICE 1983) eindeutig von einem Mäanderfluss.

Dem Mäanderfluss wird der *braided river* gegenübergestellt, der idealerweise kaum mäandriert aber zahlreiche Verzweigungen aufweist (LEOPOLD & WOLMAN 1957). Für die Messung des Verzweigungsgrades gibt es verschiedene Ansätze, die von EGOZI & ASHMORE (2008) diskutiert wurden. In dieser Arbeit werden die Indizes von BRICE (1964) und FRIEND & SINHA (1993) angewendet, die auf der Größe von Inseln und Bänken bzw. der Länge umgebender Rinnen in einem Flussabschnitt basieren (Tab. 2). BRICE (1964) gab beim *total braiding index* einen Wert von mindestens 1,5 für einen *braided river* an. Dieser Index bezieht sich auf alle Inseln und Bänke im Flussbett, während beim *stabilized braiding index* nur bewachsene Inseln und beim *transient braiding index* nur unbewachsene Bänke berücksichtigt werden. Der auf dem Index von BRICE (1964) basierende *braiding index* von GERMANOSKI & SCHUMM (1993) berücksichtigt zusätzlich die Anzahl der Bänke im betrachteten Flussabschnitt, um zu verhindern, dass eine einzelne große Flussbank oder Insel einen Index produziert, der auf starke Verzweigungen hinweisen würde. Diese von GERMANOSKI & SCHUMM (1993) vorgeschlagene Addition erbrachte jedoch in dieser Studie keinen zusätzlichen Nutzen und wurde daher vernachlässigt. Die *braiding channel ratio* nach FRIEND & SINHA (1993) ist eine Variante des Index von HONG & DAVIES (1979), der von ROBERTSON-RINTOUL & RICHARDS (1993) als *total sinuosity* bezeichnet wurde. FRIEND & SINHA (1993) ersetzten dabei die Tallänge des Flussabschnitts durch die Lauflänge des Hauptstroms. Für einen mäandrierenden Fluss ergibt dieser Index einen Wert von 1 und steigende Werte bei zunehmenden Verzweigungen.

Tab. 2: Flussmorphologische Parameter.

BRICE (1964): <i>total braiding index</i> =	$\frac{2 \times \text{Summe der Längen von Inseln und Bänken}}{\text{Flusslauflänge}}$
FRIEND & SINHA (1993): <i>braid channel ratio</i> =	$\frac{\text{Summe der Lauflängen aller primären Rinnen}}{\text{Lauflänge des Hauptstroms}}$

Die aktiven Flussbettareale auf den historischen Karten werden anhand der Vegetationssignaturen auf den Inselgebieten ausgewiesen. Flussarme, die von Inseln mit Wald oder Buschwerk abgetrennt werden, wurden als inaktiv eingestuft, während in einem Flussabschnitt unbewachsene Inseln und Bänke die aktiven Flussarme unterteilen. Letztere wurden zur Berechnung der verschiedenen *braiding*-Parameter genutzt. Die flussmorphologischen Parameter wurden für drei gleichgroße Untersuchungsgebiete am Lech, an der Donau oberhalb der Mündung und an der Donau unterhalb der Mündung berechnet und jeweils für mehrere Zeitschnitte miteinander verglichen (Kap. 5.4.3).

3.3.2 Archäologische Altershinweise

Angaben über Bodendenkmäler und Flussfunde aus der Datenbank des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege in Thierhaupten lieferten Altershinweise für die holozänen Lechterrassen. Im Text zitierte Befunde werden mit den Identifikationsnummern aus der Denkmaldatenbank angegeben. Die Flussfunde lieferten Maximal-, die obertägigen Befunde Minimalalter für die Terrassenentstehung. Im Untersuchungsgebiet treten vor allem zahlreiche Besiedlungsstrukturen aus der Römerzeit, aber auch aus älteren Epochen auf. Die in dieser Arbeit verwendeten Begriffe lassen sich nach SOMMER (2006) im südlichen Bayern zeitlich folgendermaßen eingrenzen:

Mesolithikum: ca. 9.600 – 5.500 v. Chr. (ca. 11.600 – 7.500 vor heute)

Neolithikum: ca. 5.500 – 2.200 v. Chr. (ca. 7.500 – 4.200 vor heute)

Bronzezeit: ca. 2.200 – 800 v. Chr. (ca. 4.200 – 2.800 vor heute)

 Urnenfelderzeit: ca. 1300 – 800 v. Chr. (3.300 – 2.800 vor heute)

Eisenzeit: ca. 800 v. Chr. – 0 (2.800 – 2.000 vor heute)

 Hallstattzeit: ca. 800 v. Chr. – 475 v. Chr. (2.800 – 2.475 vor heute)

 Latènezeit: ca. 475 v. Chr. – 0 (2.475 – 2.000 vor heute)

Römische Kaiserzeit: ca. 0 – 375 n. Chr. (2.000 – 1.625 vor heute)

Mittelalter: ca. 375 n. Chr. – 1.500 n. Chr. (1.625 – 500 vor heute)

Neuzeit: ab ca. 1.500 n. Chr. (< 500 vor heute)

3.3.3 Radiokarbondatierung

Organisches Material wurde aus den Flussbettkiesen und Hochflutablagerungen entnommen, um diese zu datieren. Flussfunde, wie zum Beispiel Hölzer, können aus älteren Ablagerungen umgelagert sein. Bei Torfschichten oder pflanzlichen Makroresten, die *in situ* vorliegen, ist eine Umlagerung dagegen unwahrscheinlich.

Alle organischen Proben wurden manuell gesäubert, mit destilliertem Wasser gewaschen und getrocknet. Die konventionellen und AMS ^{14}C -Datierungen wurden von verschiedenen ^{14}C -Labors durchgeführt. Die meisten Datierungen stammen von Beta Analytic in Miami, USA (Laborkürzel: Beta). Weitere ^{14}C -Datierungen wurden vom AMS ^{14}C -Labor Erlangen (Laborkürzel: Erl), vom Radiokarbon-Labor der Heidelberger Akademie der Wissenschaften (Laborkürzel: Hd) und vom Poznan Radiocarbon Laboratory in Polen (Laborkürzel: Poz) durchgeführt. Die Kalibrierung der Altersdaten erfolgte mit dem Programm OxCal (BRONK RAMSEY 1995) unter Verwendung der Kalibrationskurve INTCAL04 (REIMER et al. 2004) bei 2 Sigma-Standardfehler. Der Bezugspunkt ist das Jahr 1950 n. Chr.. Im Text und in den Abbildungen werden die Alter in ^{14}C -Jahren angegeben. Alle kalibrierten Werte und weitere Angaben zu den ^{14}C -Datierungen sind in Tab. 8 aufgeführt.

3.3.4 Lumineszenzdatierungen

Die Lumineszenzdatierungen wurden vom Autor dieser Arbeit in den Lumineszenzlabors der Universität Bern, Schweiz und des Instituts für Angewandte Geologie der Universität für Bodenkultur in Wien in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. M. Fiebig, Dr. J. Lomax und Prof. Dr. F. Preusser durchgeführt.

Die Lumineszenzmethode basiert auf der Fähigkeit einiger Minerale (vor allem Quarz und Feldspat), Elektronen in Fehlstellen ihres Kristallgitters zu speichern. Durch den natürlichen radioaktiven Zerfall der Radionuklide Uran (U), Thorium (Th) und Kalium (K) und durch kosmische Strahlung wird Energie in den Sedimenten freigesetzt, die Elektronen im Kristallgitter von Quarzen und Feldspäten ionisiert. Einige dieser Elektronen können nach dem Anheben vom Valenzband in das Leitungsband, in Haftthermen verweilen. Je länger ein Mineral lichtabgeschlossen unter Sedimenten begraben liegt, desto mehr Strahlungsenergie in Form gespeicherter Elektronen wird akkumuliert. Diese Energie kann entweder durch eine Umlagerung und der dabei auftretenden Belichtung auf Null gestellt werden oder durch die Stimulation mit Licht und Wärme im Labor kontrolliert freigesetzt und gemessen werden. Aus den gemessenen Lichtemissionen von zahlreichen Quarz- und Feldspatkörnern lässt sich über verschiedene statistische Verfahren eine Äquivalenzdosis (De) in der Strahlungseinheit Gy (Gray) errechnen, die dem durchschnittlichen Wert der gespeicherten Strahlungsenergie in der Sedimentprobe entspricht (vgl. Kap. 3.3.4.2). An einer zweiten Probe aus der direkten Umgebung der Lumineszenzprobe kann die jährliche Strahlungsdosis (Dosisrate) in Gy/ka bestimmt werden. Hierzu werden die Elementkonzentrationen der Radionuklide U, Th und K über Gamma-Spektrometrie bestimmt und die Dosisleistung über Konversionsfaktoren berechnet. Um das Sedimentationsalter einer Probe zu erhalten wird die Äquivalenzdosis durch die Dosisrate geteilt:

$$\text{Alter (ka)} = \frac{\text{Äquivalenzdosis (De) in Gy}}{\text{Dosisrate in Gy/ka}}$$

Für einen genaueren Überblick über die Grundlagen, Methoden und Anwendung des Lumineszenzverfahrens siehe PREUSSER et al. (2008). In den folgenden Abschnitten wird zuerst auf die Probennahme aus verschiedenen sedimentären Faziesbereichen innerhalb der fluvialen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet eingegangen (Kap. 3.3.4.1). Des Weiteren werden die instrumentellen Details zur Ermittlung der Äquivalenzdosis und der Dosisrate vorgestellt (Kap. 3.3.4.2). Abschließend werden die statistischen Analysen der De-Messungen und verschiedene Modelle zur Bestimmung der Äquivalenzdosis besprochen (Kap. 3.3.4.3).

3.3.4.1 Probennahme aus verschiedenen fluvialen Sedimentfazies

Bei der Probennahme für die Lumineszenzdatierungen wurden die beprobten fluvialen Ablagerungen nach ihrem Ablagerungsmilieu unterschieden. Es wurden Proben aus Flussbettablagerungen, Rinnenfüllungen und Hochflutablagerungen genommen. Bei letzteren konnte teilweise differenziert werden zwischen einer sandstreifigen Aurrinnenfazies *sensu* SCHIRMER (1983), die nach Ende der Aufschotterung des Terrassenkörpers zuerst auf den Flussbettkiesen abgelagert wird, und den Auenlehmen. Letztere werden bei Hochwasser flächenhaft in der Aue auch auf deutlich älteren Flussbettseimenten abgelagert. Eine Probe stammt außerdem aus einem *crevasse splay*. Dies ist eine Hochflutablagerung, die sich schwemmfächerartig beim Durchbruch eines Uferwalls in die Aue ausbreitet (REINECK & SINGH 1980).

Für die Probennahme wurden homogene Sand- und in zwei Fällen Feinsedimentschichten mit einer Mächtigkeit von möglichst 50 cm gewählt. Die Homogenität und die Mächtigkeit soll gewährleisten, dass auf die Probe eine gleichmäßige radioaktive Strahlung einwirkt und somit eine zuverlässige Messung der Dosisrate im Labor erfolgen kann (vgl. PREUSSER et al. 2008). Da das Sediment bei der Probennahme und bis zur Messung nicht dem Sonnenlicht ausgesetzt werden darf, wurden die Lumineszenz-Proben für diese Untersuchung mit lichtdichten Plastikrohren an den Aufschlusswänden entnommen. Zuvor wurden einige Zentimeter der äußersten Sedimentlage abgekratzt, um mögliche Verunreinigungen mit belichteten Sedimentkörnern zu vermeiden. Die Plastikrohre wurden mit lichtdichten Gummipfropfen verschlossen, verklebt und erst im Labor unter Rotlicht wieder geöffnet.

3.3.4.2 Instrumentelle Details zur Ermittlung der Äquivalenzdosis und der Dosisrate

Die Proben für die Bestimmung der Äquivalenzdosis wurden im Lumineszenzlabor unter gedämpftem Rotlicht ausgepackt und vor der Aufbereitung getrocknet. Dabei

wurde der aktuelle Wassergehalt der Proben gemessen. Alle Proben wurden gesiebt. Für die Grobkornmessungen wurde die Kornfraktion von 150 bis 200 μm extrahiert. Bei den beiden Feinkornproben wurden alle Körner $< 63 \mu\text{m}$ weiterverarbeitet.

Alle Proben wurden zur Lösung der Karbonate für mehrere Stunden mit 10 %-iger Salzsäure behandelt, mit destilliertem Wasser gewaschen und getrocknet und danach für 12 Stunden in einer 15 %-igen Wasserstoffperoxidlösung von organischen Resten befreit. Die Grobkornproben wurden anschließend einer Dichtentrennung unterzogen. Hierbei wurde die Fraktion $< 2,58 \text{ g/cm}^3$ (v.a. Kali-Feldspäte) und die Fraktion $2,58 - 2,68 \text{ g/cm}^3$ (v.a. Quarze) abgetrennt. Die Quarze wurden danach für 45 Minuten mit 40 %-iger Flusssäure geätzt, um verbleibende Feldspäte zu entfernen und die äußerste, durch α -Strahlung beeinflusste, Schicht der Quarze zu entfernen. Da bei der Ätzung Fluoride entstehen können, wurden die Quarzproben erneut mit Salzsäure (10 %, eine Stunde) behandelt und anschließend mit destilliertem Wasser gespült. Aus den beiden polymineralischen Feinkornproben wurde durch Schlämzung die Korngrößenfraktion von 4 bis 12 μm separiert.

Die Lumineszenzmessungen wurden auf einem Risø TL-DA-20 Lumineszenzmessgerät vorgenommen. Die Sedimentkörner wurden mit Hilfe einer Aluminiummaske in einem definierten Durchmesser mit Silikonspray auf Stahlplättchen geklebt. Der Durchmesser der Aliquots (= Unterproben) betrug für die Quarzproben 2 mm (ca. 120 Körner) und für die Feldspatproben 1 mm (ca. 30 Körner). Die Feinkornproben wurden als polymineralisches Extrakt auf Stahlplättchen pipettiert.

Die optisch stimulierten Lumineszenzmessungen (OSL) der Quarze wurden nach dem SAR Protokoll von MURRAY & WINTLE (2000, 2003) durchgeführt. Zur Stimulation wurden blaue LEDs (125 °C für 40 s) benutzt. Die OSL-Emission wurde durch einen U340 Filter (7,5 mm) gefiltert. Die Vorheiztemperaturen variierten bei den verschiedenen Proben und orientierten sich jeweils an den durchgeführten Vorheiztests.

Die mit Infrarotlicht stimulierten Lumineszenzmessungen (IRSL) an der Feldspatfraktion wurde mit einem SAR Protokoll nach WALLINGA et al. (2000) und BLAIR et al. (2005) vorgenommen. Die Stimulation erfolgte über IR-Dioden (50 °C für 300 s). Durch einen Interferenzfilter (410 nm) wurde ein Signal im blauen Wellenlängenbereich isoliert. Als Vorheiztemperatur wurden 230 °C (für 10 s) gemäß Vorheiztests gewählt.

Für die beiden polymineralischen Feinkornproben wurde das gleiche Protokoll wie bei der Feldspatfraktion benutzt, wobei die Vorheiztemperatur nur 190°C betrug. Hierbei wird das gemessene Signal von K-Feldspäten dominiert, da dieser Mineraltyp im verwendeten Stimulations- und Detektionsbereich das intensivste Lumineszenzsignal besitzt.

Für die Bestimmung der Dosisrate wurden jeweils ca. 900 g des beprobten Sediments in einem Gammaskpektrometer gemessen, um die externen Uran-, Thorium- und Kaliumkonzentrationen zu erhalten. Keine der Proben wies Anzeichen für ein radioaktives Ungleichgewicht in der Uranzerfallsreihe auf. Die Radionuklidkonzentrationen wurden nach dem Konversionsfaktor von ADAMIEC & AITKEN (1998) in Dosisraten umgerechnet. Die kosmischen Dosisraten wurden jeweils in Abhängigkeit von der geographischen Lage und der Entnahmetiefe der Probe errechnet (PRESCOTT & HUTTON 1994). Des Weiteren spielt die Korngröße der Sedimente eine Rolle, da β -Strahlung auf dem Weg durch grobe Körner abgeschwächt wird, und zwar umso mehr, je größer das Korn ist. Die Dosisrate für die grobkörnige Feldspatfraktion beinhaltet eine interne Kaliumkonzentration. Diese wurde bisher nur in wenigen Studien zu Lumineszenzdatierungen gemessen und kann stark schwanken. HUNTLEY & BARIL (1997) geben $12,5 \pm 1,5$ % als Wert für die interne Kaliumkonzentration in grobkörnigen Kalifeldspäten an. Dieser Wert wird sowohl in dieser, als auch in vielen weiteren Studien benutzt, stellt jedoch eine Annahme dar, die nicht durch Messungen belegt ist. Die Dosisrate aller Proben ist außerdem vom Wassergehalt einer Probe abhängig, da ionisierende Strahlung durch Porenwasser stärker abgeschwächt wird als durch Luft. Dementsprechend verursacht ein höherer Feuchtigkeitsgehalt im Sediment eine geringere Dosisrate. Bei den grobkörnigen Proben wurde ein Wasseranteil von 10 ± 7 %, bei den Feinkornproben einer von 17 ± 7 % angenommen. Diese Werte decken den jeweils gemessenen, aktuellen Wassergehalt der Proben und einen angenommenen Schwankungsbereich ab. Da der Wassergehalt innerhalb der beprobten Sedimente im Zeitraum seit der Sedimentation starken Schwankungen unterworfen sein kann, ist der Wassergehalt bei der Berechnung der Dosisrate ein unsicherer Faktor. Diese Problematik wird daher in Kap. 6.1 nochmals aufgegriffen und diskutiert.

3.3.4.3 Analyse der De-Verteilung und statistische Modelle zur De-Berechnung

Von jeder aufbereiteten Lumineszenzprobe wurden mehrere Aliquots gemessen und jeweils eine individuelle De bestimmt. Aus den einzelnen De-Werten wurde die Gesamt-De unter Verwendung eines statistischen Modells berechnet. In fluvialen Sedimenten tritt z.B. häufig eine unvollständige Bleichung des Lumineszenzsignals auf, da Sonnenlicht im fluvialen Milieu nicht die ganze Wassersäule durchdringt und dementsprechend nicht alle Sedimentkörner erreicht. Somit können restliche Lumineszenzsignale eines älteren Ablagerungszyklus im Mineral erhalten sein und zu einer Altersüberschätzung führen. Durch unterschiedlich stark gebleichte Körner wird eine Streuung sowie eine positive Schiefe der De-Verteilung verursacht (DULLER 1994). Diese Problematik ist Gegenstand vieler methodischer Studien (vgl. z. B. OLLEY et al. 1998; LEPPER et al. 2000; BAILEY & ARNOLD 2006; RODNIGHT et al. 2006). Es gibt mehrere statistische Modelle, die zum Ziel haben, die Gesamt-De nur von den gut gebleichten

Körnern oder Kornpopulationen zu bestimmen. Sie konzentrieren sich somit nur auf den niedrigen De-Bereich. Die am weitesten verbreiteten Modelle sind das *minimum age model* (MAM) und das *central age model* (CAM) von GALBRAITH et al. (1999), der *Lowest x%* (L-x%) Ansatz von OLLEY et al. (1998) und das *finite mixture model* (FMM) von GALBRAITH & GREEN (1990). Letzteres wurde ursprünglich für Proben entworfen, die aufgrund von Durchmischung – wie zum Beispiel Bioturbation - verschiedene Dosen enthalten, konnte aber auch erfolgreich an unvollständig gebleichten Proben eingesetzt werden (RODNIGHT et al. 2006; FIEBIG et al. 2009).

Um zu entscheiden, wann welches statistische Modell zur Berechnung der Gesamt-De am geeignetsten ist, entwarfen BAILEY & ARNOLD (2006) einen Entscheidungsprozess, der auf statistischen Parametern der De-Verteilung (gewichtete Schiefe, Kurtosis und Überstreuung) basiert. Falls keine signifikanten Abweichungen von definierten Grenzwerten dieser Parameter auftreten, kann das CAM verwendet werden. Bei einer Überschreitung der Grenzwerte wird davon ausgegangen, dass eine Probe unvollständig gebleicht ist. In diesem Fall wird die De über das MAM oder, bei sehr unvollständiger Bleichung, über den L-x% Ansatz berechnet. Für die Datierungen in dieser Arbeit wurde das MAM durch das FMM ersetzt, da RODNIGHT et al. (2006) aufzeigen konnten, dass das MAM von statistischen Ausreißern im niedrigen De-Bereich zu stark beeinflusst wird und dies zu Altersunterschätzung führen kann. Diese Ausreißer können mit Hilfe des FMMs erkannt werden und von der De-Berechnung ausgenommen werden. Die Studie von BAILEY & ARNOLD (2006) bezog sich auf Einzelkornmessungen von Quarzen. In dieser Arbeit werden dagegen Aliquots mit mehreren Körnern gemessen und das sowohl für die Quarz- als auch für die Feldspatfraktion. Dies stellt im Falle der Quarzmessungen kein Problem dar, da nur ein geringer Anteil der Quarzkörner überhaupt ein Lumineszenzsignal aufweist (vgl. z. B. DULLER 2000; RODNIGHT et al. 2006). Bei etwa 120 gemessenen Körnern – wie in der vorliegenden Arbeit – entspricht das 1-5 leuchtenden Körnern pro Aliquot und kommt damit einem Einzelkorn-Verfahren sehr nahe. Das Lumineszenzsignal eines Aliquots mit mehreren Feldspatkörnern ist deutlich stärker. Es hat sich gezeigt, dass etwa die Hälfte der ca. 30 Körner auf einem 1 mm Aliquot den größten Teil des Signals ausmachen. Dadurch wird eine Identifizierung der gut gebleichten Körner erschwert. Außerdem ist der Feldspat aufgrund seiner internen Kaliumkonzentration weniger empfindlich gegenüber den Variationen des externen β -Bestrahlungsfeldes (sogenannte mikrodosimetrische Variationen). In der vorliegenden Arbeit wird daher die Anwendbarkeit des Entscheidungsprozesses von BAILEY & ARNOLD (2006) an den Feldspäten getestet.

Die Genauigkeit aller Lumineszenzalter dieser Studie wird außerdem durch den Vergleich mit den unabhängigen Alterskontrollen überprüft. Die Lumineszenzalter werden in Kilojahren vor heute (ka) angegeben, d. h. vor dem Zeitpunkt der Altersbestimmung in den Jahren 2009 bis 2011. Die unterschiedlichen Bezugspunkte der kali-

brierten ^{14}C -Alter und der Lumineszenz-Datierungen sind bei einer Gegenüberstellung der Alterswerte zu beachten. Durch den Vergleich der Ergebnisse der verschiedenen Datierungsverfahren kann auch die mögliche Abhängigkeit der unvollständigen Bleichung von der jeweils beprobten Sedimentfazies diskutiert werden (vgl. Kap. 6.1).

Die statistischen Kennwerte (Überstreuung, Schiefe) der De-Verteilung, das verwendete Altersmodell und die daraus resultierende De- und Alterswerte sind in Tab. 9 aufgeführt. Dort sind auch weitere Angaben (u.a. Lage der Proben, beprobte Sedimentfazies, Korngrößenintervalle, Radionuklidkonzentrationen, kosmische Dosisrate) zu finden.

4. Forschungsgeschichtlicher Überblick

Die Oberflächengestalt des nördlichen Alpenvorlands ist geprägt von quartären Gletscher- und Flussablagerungen. PENCK (1882) erkannte erstmals die Bedeutung der Flussterrassen im Alpenvorland für die Gliederung des Pleistozäns. Nach seinem Modell lagerten die Schmelzwasserströme der alpinen Gletscher während der pleistozänen Kaltzeiten großflächig kiesige Flussbettsedimente ab. In den dazwischenliegenden Warmzeiten tieften sich die Flüsse in die glazifluvialen Ablagerungen ein und erodierten sie teilweise. In der nächsten Kaltzeit wurden neue Flussbettsedimente in tieferen Niveaus aufgeschottert. Die Reste der einzelnen Talböden sind heute in Form von Flussterrassen im Alpenvorland erhalten, wobei die älteste (Deckenschotter) am höchsten liegt und die jüngeren (Hochterrasse, Niederterrasse) jeweils tiefer. PENCK (1882) ordnete diese drei Terrassen jeweils einer Kaltzeit zu und begründete somit die Gliederung des Pleistozäns im Alpenvorland.

Dieses triglaziale System wurde von PENCK (1899) durch die Trennung des Deckenschotters erweitert. PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) ordneten den vier Terrassen je eine Kaltzeit zu und benannten diese nach Flüssen im Alpenvorland. Dies sind von der ältesten zur jüngsten folgende Kaltzeiten mit den entsprechenden Terrassen: Günz (Ältere Deckenschotter), Mindel (Jüngere Deckenschotter), Riß (Hochterrasse) und Würm (Niederterrasse). PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) übertrugen diese tetraglaziale Gliederung des Pleistozäns auf den gesamten zirkumalpinen Raum. Dabei auftretende morphologische Abweichungen in Form von unterschiedlichen Niveaus innerhalb einer Terrasse erklärten sie mit tektonischen Verstellungen. Von späteren Bearbeitern wurde diese Erklärung jedoch abgelehnt. Stattdessen wurde die Terrassenstratigraphie im Alpenvorland und folglich die Gliederung des Pleistozäns erweitert.

EBERL (1930) führte die über dem Niveau der Älteren Deckenschottern gelegenen Terrassen auf eine prägünzeitliche Donaukaltzeitengruppe zurück und untergliederte diese, sowie alle weiteren Kaltzeiten in mehrere Phasen. Deutlich höheren Terrassenresten (u.a. Staufenberg) schrieb EBERL (1930) ein noch älteres, möglicherweise schon pliozänes Alter zu. SCHAEFER (1955) führte die Biberkaltzeit ein und stellte die Entstehung der Staufenbergterrasse in diese prädonauzeitliche Kaltzeit (SCHAEFER 1957).

Eine weitere Aufteilung des Alt- und Mittelpleistozäns im Alpenvorland wurde in den letzten Jahrzehnten von verschiedenen Autoren diskutiert, blieb aber größtenteils fraglich (vgl. DOPPLER et al. 2011). Eine Untergliederung der Rißkaltzeit in mehrere Kaltzeiten gilt als relativ sicher. DOPPLER et al. (2011) vermuteten eine Dreiteilung des Rißkomplexes in eine Ältere, eine Mittlere und eine Jüngere Rißkaltzeit, die möglicherweise von Phasen mit interglazialen Bedingungen getrennt werden. Andere Au-

toren gingen von einem viergliedrigem Rißkomplex aus (z.B.: BIBUS & STRAHL 2000). Die chronologische Einordnung der als rißzeitlich eingestuften Hochterrassen wird in Abschnitt 3.1.3 diskutiert.

Mit dem Ende des Rißkomplexes endete auch das Mittelpleistozän. Das darauffolgende Jungpleistozän begann vor ca. 127.000 Jahren mit dem Riß/Würm-Interglazial, das mit der Eem-Warmzeit in Norddeutschland korreliert werden kann (DOPPLER et al. 2011). In dieser Warmzeit herrschten ähnliche oder sogar wärmere klimatische Verhältnisse als heute. Es konnten tiefgreifende Verwitterungsböden entstehen (Parabraunerden), die noch heute reliktsch am Top der Hochterrassenkörper unter würmzeitlichen Lößdeckschichten erhalten sein können. Für das Riß/Würm-Interglazial liegen mehrere absolute Altersdaten aus dem Alpenvorland vor. So ergab beispielsweise eine Uran/Thorium-Datierung an fossilen Kalktuffen aus dem Lechtal nördlich von Landsberg ein Alter von ca. 120.000 Jahren BP (JERZ & MANGELSDORF 1989). Vor etwa 115.000 Jahren endete diese Warmzeit (DOPPLER et al. 2011). Die nachfolgende Würm-Kaltzeit, deren klimatische Gliederung sowie die chronologische Einstufung der würmzeitlichen Terrassen im Alpenvorland werden in Abschnitt 4.2 kurz vorgestellt. Der Ablauf der verschiedenen Klimaphasen des Holozäns und die holozäne Flusssedimentation wird in Kapitel 4.2.2 besprochen.

4.1 Forschungsstand zur alt- bis mittelpleistozänen Terrassenstratigraphie im unteren Lechtal und angrenzenden Gebieten

4.1.1 Altpleistozäne Terrassenstratigraphie der östlichen Iller-Lech-Platte

Altpleistozäne Flussablagerungen der Iller-Lech-Platte bilden den geologischen Rahmen des Untersuchungsgebietes westlich und östlich des unteren Lechtals, beziehungsweise südlich des angrenzenden Donautals (Abb. 1, Abb. 2). Diese Flussablagerungen nahmen ursprünglich wahrscheinlich große zusammenhängende Gebiete ein, wurden aber im Laufe des Quartärs durch autochthone Bäche, Winderosion und periglaziale Prozesse wie Geli-Solifluktion, Ablation und Dellenbildung in Kuppen und Riedel aufgelöst. Heute liegen die Reste der altpleistozänen Flussablagerungen den Feinsedimenten der tertiären Molasse auf und bilden treppenartig gestaffelte Flussterrassen. Letztere werden nach ihrer räumlichen Verbreitung als Schotterplatten zusammengefasst. Im Folgenden werden nur die östlichsten Teile der Iller-Lech-Platte betrachtet und zwar die Aindlinger Terrassentreppe und die Mindel-Lech-Platte. Letztere umfasst die Zusamplatte im Nordosten, die Staufenberg-Terrassentreppe im Osten und die Staudenplatte im Süden (Abb. 3).

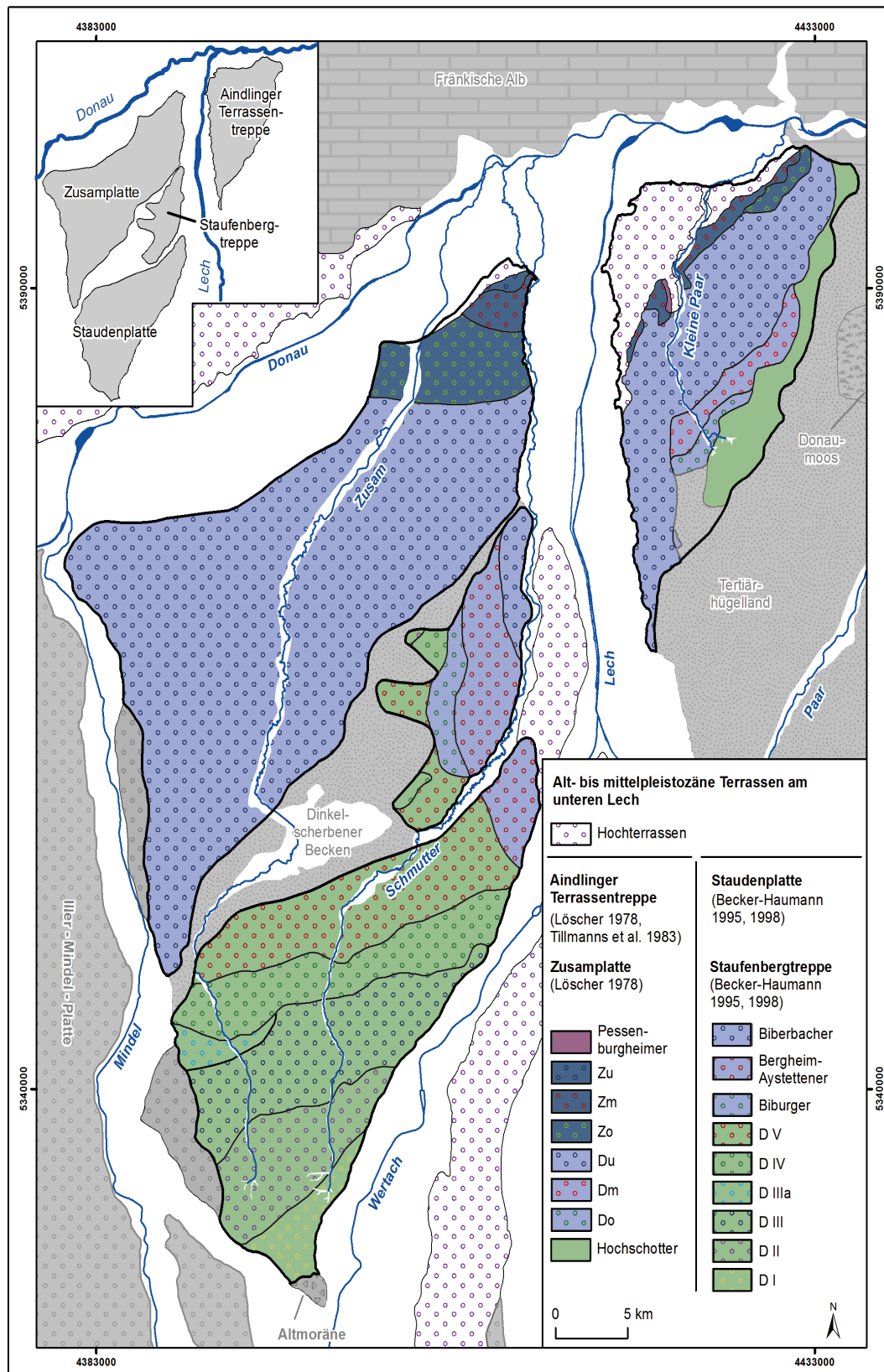


Abb. 3: Die alt- bis mittelpleistozäne Terrassenstratigraphie in der Umgebung des Untersuchungsgebietes.

Mindel-Lech-Platte

Im zentralen Bereich der Mindel-Lech-Platte befinden sich von NE nach SW verlaufende Ausräumungslandschaften (Mittleres Zusamtal, Horgauer Becken, Dinkelscherbener Becken). GRAUL (1949) erklärt deren Entstehung durch Reliefumkehr eines aus tertiären Sanden aufgebauten Höhenrückens, der die ehemalige Wasserscheide zwischen dem Mindel-Iller-System und dem Lech-Wertach-System bildete und nannte dieses Gebiet Dinkelscherbener Altwasserscheide.

PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) ordneten fast die komplette Iller-Lech-Platte dem Älteren Deckenschotter (Günz) zu und zählten nur eine schmale Terrassenleiste am Nordrand der Aindlinger Terrassentreppe zum mindelzeitlichen Jüngeren Deckenschotter.

EBERL (1930) bezeichnete weite Teile der südlichen Iller-Lech-Platte und damit auch die Staudenplatte als donaukaltzeitliche D-Schotter, während er die Ablagerung der höherliegenden Staufenberg-Schotter als prädonauzeitlich ansah.

In einer ersten detaillierten geomorphologischen Kartierung gliederte GRAUL (1949) die Zusamplatte in mehrere altpleistozäne Terrassenniveaus. Der Wortelstetter, Druisheimer und Burghöfer Schotter sowie der Hirschbacher Aufschüttungshorizont liegen am nördlichen Ende der Zusamplatte im sogenannten Mertinger Spitz. Die Zusamplatte im eigentlichen Sinne schließt sich südlich an. GRAUL (1949) sprach hier vom Aufschüttungssystem des Scheppacher und Streitheimer Forstes, welches möglicherweise aus zwei Aufschüttungen verschiedenen Alters besteht. Deutlich höher liegen die Ablagerungen der Staudenplatte, welche GRAUL (1949) in Aufschüttungssysteme verschiedenen Alters gliederte. Dazu gehören das Markt Walder, das Walkersthoferer und das Rauhe-Forst System sowie der Staufenberg. All diese Ablagerungen wurden nach GRAUL (1949) von Mindel und Wertach während der Donaukaltzeit aufgeschottert.

SCHAEFER (1952) widersprach dieser Annahme von GRAUL (1949), da die Staudenplatte keine schotterpetrographische Unterschiede zwischen einer Mindel- und einer Wertachfazies aufweist und eine altpleistozäne Wasserscheide zwischen der Staudenplatte und dem Mindeltal bestand. Für ihn kommt daher nur eine Ablagerung der Staudenplatte durch eine donaukaltzeitliche Wertach in Frage, die vom damaligen Lechtal durch eine Wasserscheide im Bereich des heutigen Wertachtals getrennt war. Die Neugliederung der donauzeitlichen Staudenplatte durch SCHAEFER (1952) beinhaltet einen einheitlichen westlichen Teil, der bis zur Schmutter reicht und östlich daran anschließend einen 5 bis 10 m tieferen Teil.

In der Geologischen Karte von Augsburg ergänzte SCHAEFER (1957) noch ein dritte Einheit innerhalb der Staudenplatte, die im Bereich des Rauhe-Forst Systems (GRAUL

1949) liegt und nur schotterpetrographisch abgrenzbar ist. Die Staufenbergterrasse beschrieb SCHAEFFER (1957) als prädonauzeitliche Terrassenterrasse mit acht Gliedern, wobei die zweitälteste Terrasse von ihm nur angenommen wurde. Diese Ablagerungen unterscheiden sich schotterpetrographisch von jüngeren Terrassen der Mindel-Lech-Platte und wurden von SCHAEFFER (1955) der Biberkaltzeit zugeordnet, wobei älteste Teile auch schon im Pliozän entstanden sein könnten (SCHAEFFER 1957).

Eine Neubearbeitung der Zusamplatte wurde von LÖSCHER (1976) durchgeführt. Er kartierte die Zwischenterrassenschotter im Mertinger Spitz wie sein Lehrer GRAUL (1949), bezeichnete diese aber nicht mit Lokalnamen sondern führte eine eigene Nomenklatur ein: der Wortelstettener Schotter entspricht dem oberen (Zo), der Druisheimer dem mittleren (Zm) und der Burghöfer Schotter dem unteren Zwischenterrassenschotter (Zu). Diese Schotterkörper wurden nach LÖSCHER (1976) in der Donaukaltzeitengruppe vom Vorfluter selbst, also von der Donau abgelagert. Der südlich anschließende untere Deckschotter (Du) nimmt im Gegensatz zu dem von GRAUL (1949) vermuteten zweigliedrigen Aufschüttungssystem die komplette übrige Zusamplatte ein. LÖSCHER (1976) unterschied hier schotterpetrographisch eine südliche Hälfte, die aus einer rein alpinen Fazies aufgebaut ist und nach dem Durchbruch der Dinkelscherbener Altwasserscheide im Bereich des heutigen Mindeltals von der nach Nordosten fließenden Ur-Iller abgelagert wurde. Dies geschah in der Donaukaltzeitengruppe, möglicherweise in zwei getrennten Kaltzeiten. In der nördlichen Hälfte des unteren Deckschotters ist im Liegenden der kalkalpinen Fazies ein „Weißjuraschotter“ (LÖSCHER 1976) anzutreffen, der von einer altpleistozänen „Ur-Donau“ abgelagert wurde (vgl. SCHEUENPFLUG 1970, 1971, 1973). LÖSCHER et al. (1978) entdeckten in diesem Weißjuraschotter warmzeitliche Mollusken, die sie als Hinweis auf eine, zumindest teilweise, warmzeitliche Sedimentation deuteten. SCHAEFFER (1980) sprach sich ausdrücklich gegen eine Ablagerung der Weißjuraschotter im Liegenden der Zusamplatte durch die Ur-Donau und für einen einheitlichen Aufbau der Zusamplatte aus Illerablagerungen aus. Er plädierte zudem für eine Gliederung der Zusamplatte in zwölf nebeneinander gestaffelte Einheiten, die entsprechend der Abwanderung der Ur-Iller nach Nordwesten einfallen. Diese Gliederung konnte jedoch von LÖSCHER & SCHEUENPFLUG (1981) nicht nachvollzogen werden und wurde abgelehnt. In der kontroversen Diskussion über den Ursprung der Weißjuraschotter in der Zusamplatte vertrat AKTAS (1989, 1990) die Position SCHAEFFERS. Er versuchte nachzuweisen, dass das Weißjura-material durch die Ur-Iller von der tertiären Landoberfläche aufgenommen und in der Zusamplatte abgelagert wurde, nachdem es beim Ries-Impakt von der Schwäbischen Alb in das Einzugsgebiet der Ur-Iller geschleudert worden war. Jedoch konnte der fluviatile Transport des Weißjuramaterials sowie typischer Schwarzwaldgerölle durch die Ur-Donau in die Iller-Lech-Platte von SCHEUENPFLUG (1990) und VILLINGER (2003) erneut belegt werden.

Die Terrassenstratigraphie der Staufenbergterrasse, von SCHAEFER (1957) in acht Stufen gegliedert, wurde mehrfach überarbeitet. HABBE & RÖGNER (1989) unterschieden auf Basis unveröffentlicher Berichte von LÖSCHER drei ältere Terrassenreste der Biberkaltzeit (Staufenberg, Achselberg, Reitenberg) sowie einen jüngeren, biberzeitlichen Teil (Batzenghau), zu welchem auch die gesamte Staudenplatte gezählt wurde. SCHEUENPFLUG (1994) konnte diese Gliederung bestätigen, vermutete aber einen weiteren, inzwischen ausgeräumten Schotter im älteren Teil der Staufenbergterrasse.

BECKER-HAUMANN (1995, 1998) gliederte sowohl die Staufenbergterrasse als auch die Staudenplatte aufgrund von erbohrten Schotterunterkantenwerten zum Teil völlig neu. Auf der Staudenplatte unterschied er sechs biberzeitliche Illerterrassen (BI bis BV & BIIIa), die sich entlang Südwest-Nordost gerichteter Grenzen fast über die gesamte Schotterplatte verfolgen lassen und sich von Süden nach Norden untereinander anordnen. Einzig die Terrasse BIIIa tritt nur isoliert am Westrand auf (Abb. 3). Die Staufenbergterrasse wurde von BECKER-HAUMANN (1995, 1998) in ein westliches, höherliegendes Gebiet mit vier biberzeitlichen Terrassen und ein östliches, tieferliegendes Gebiet mit drei donauzeitlichen Terrassen aufgeteilt (Abb. 3). Die biberzeitlichen Terrassen sollen von der Ur-Iller, die donauzeitlichen von einem Ur-Lech abgelagert worden sein.

Dieses Konzept zur Neugliederung der Staudenplatte wurde von LÖSCHER et al. (2001) wegen der zu geringen Anzahl von Bohrungen, eventuell ungenau erfasster Schotterbasiswerte und möglicher Fehlinterpretationen von Schwankungen der Schotterbasis als Terrassengrenzen kritisiert. Im Rahmen der momentan stattfindenden geologischen Landesaufnahme im Maßstab 1:25.000 sind möglicherweise neue Ergebnisse aus diesem Bereich zu erwarten.

Aindlinger Terrassentreppe

PENCK (1884) teilte das Gebiet der Aindlinger Terrassentreppe in eine Hochterrasse und in das deutlich höher liegende Niveau der Deckenschotter. Den dazwischenliegenden Geländeanstieg mit mehreren Verebnungen bezeichnete er als „verschwemmtes Diluvialgeröll“.

GRAUL (1943) führte den Namen Aindlinger Terrassentreppe ein und gliederte diese in mehrere, von Südost nach Nordwest tieferliegende und somit jünger werdende Flussterrassen. Er kartierte zwei rißzeitliche Hochterrasse, drei mindel- bis günzzeitliche Zwischenterrassen sowie zwei Deckterrasse und einen Hochschotter, die er in die Donaukaltzeit stellte. Zudem rekonstruierte er die altpleistozänen Flussläufe von Lech und Donau in diesem Gebiet, wobei die Donau etwa ihrem heutigen Tal folgte und oberhalb der Neuburger Talenge in das Wellheimer Trockental abbog, in ihrem weiteren Verlauf das spätere Altmühltal schuf und erst ab Kehlheim wieder im heutigen Donautal floss. Der Lech soll hingegen erst dort mit der Donau zusammengefließen

sein, nachdem er die Neuburger Talenge und die unterhalb gelegene Tallandschaft geschaffen hatte. Nach den Vorstellungen von GRAUL (1943) blieben beide Flüsse oberhalb des Wellheimer Trockentals bis in das Mittelpleistozän getrennt.

SCHAEFER (1952) teilte die untere Deckterrassen von GRAUL (1943) wiederum in drei donaukaltzeitliche Niveaus und sah die obere Deckterrasse zusammen mit dem Hochschotter als Höhenterrassen mit prädonauzeitlichem Alter an. Später bezeichnete er sie als biberkaltzeitliche Bildungen (SCHAEFER 1955) und teilte die Höhenterrassen in fünf Glieder (SCHAEFER 1966).

GRAUL (1962) modifizierte teilweise seine eigene Gliederung indem er die höhere Hochterrasse den Zwischenterrassen und die älteste Zwischenterrasse den Deckschottern zuordnete. Die älteste Terrasse der Aindlinger Terrassentreppe, von ihm als Hochschotter bezeichnet, stellte er in die Biberkaltzeit.

SCHAEFER (1966) ordnete den Ablagerungen der Aindlinger Terrassentreppe bei der Rekonstruktion der Flussverlagerungen von Lech und Donau an ihrem Zusammenfluss eine Schlüsselrolle zu und widersprach den paläogeographischen Vorstellungen von GRAUL (1943). Während des Altpleistozäns bestand nach SCHAEFER (1966) eine höherliegende Wasserscheide aus tertiären Feinsedimenten östlich der Aindlinger Terrassentreppe im Bereich des heutigen Donaumooses. Der Lech wanderte im Laufe des Altpleistozäns nach Westen und hinterließ die von Südost nach Nordwest treppenartig gestaffelten Flussterrassen. Der Zusammenfluss mit der Donau hat sich dabei immer oberhalb des Wellheimer Trockentals befunden, durch welches die beiden Flüsse zusammen zum heutigen Altmühltal und ab Kehlheim weiter im heutigen Donautal flossen (Abb. 4). Einen Abfluss des Lechs östlich der tertiären Höhenrücken und der Neuburger Talenge hatte es nie gegeben. Dies wird belegt durch fehlende altpleistozäne Flussterrassen mit alpinen Geröllen im Donautal zwischen dem Beginn der Neuburger Talenge und Kehlheim. Die tertiären Feinsedimente der Wasserscheide wurden erst nachträglich von autochthonen Bächen ausgeräumt, während die Schotterablagerungen der Aindlinger Terrassentreppe erhalten blieben. Durch diese Reliefumkehr entstand die östlich gelegene Ausräumungslandschaft, die als Donaumoos bezeichnet wird. Die mittelpleistozäne Laufverkürzung der Donau durch den Wechsel vom Altmühl- ins Schuttertal und dem späteren Durchbruch der Neuburger Talenge wird im nächsten Kapitel besprochen.

LÖSCHER (1976) übernahm die Gliederung der Aindlinger Terrassentreppe oberhalb der Rainer Hochterrasse von GRAUL (1943), fasste jedoch den unteren und mittleren Zwischenterrassenschotter als Gempfinger Schotter zusammen. Diesen interpretierte er, wie zuvor schon GRAUL (1962), als mindelzeitliche Bildung. Die obere Zwischenterrasse (Ortlfinger Schotter) sah er genauso wie GRAUL (1962) als günzzeitliche Bildung an. Beide Zwischenterrassen führte er auf eine Ablagerung durch den Lech zurück,

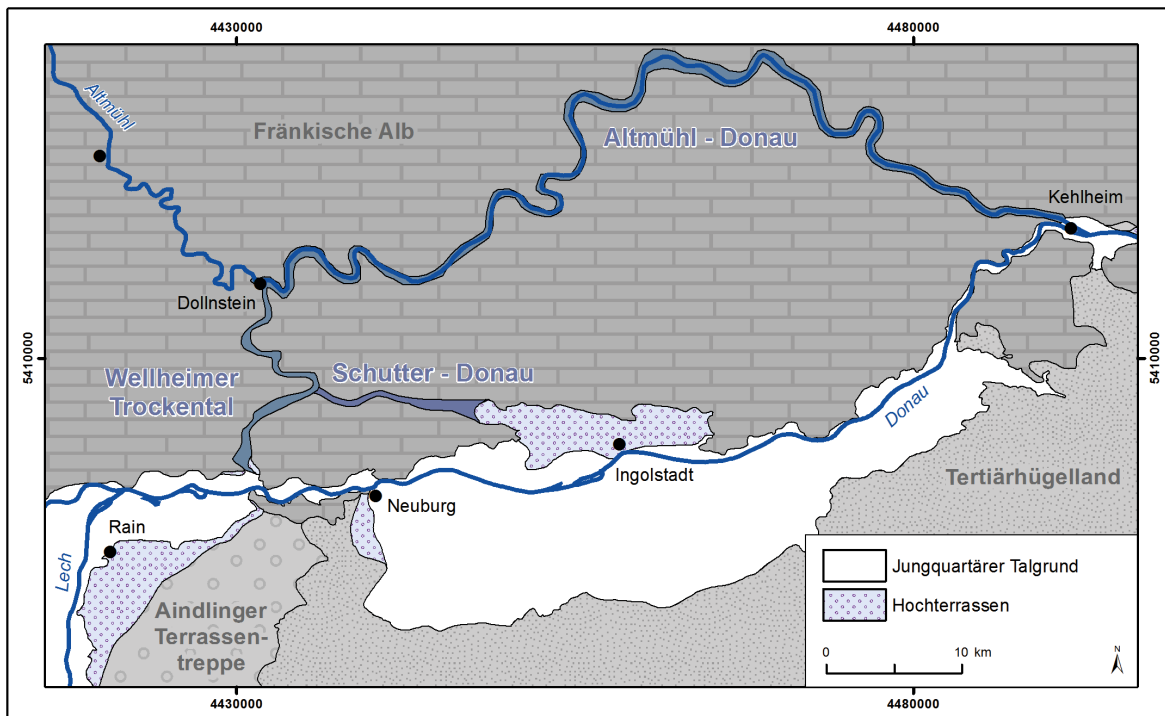


Abb. 4: Mittelpleistozäne Laufverlegung der Donau östlich des Untersuchungsgebietes. Verändert nach SCHAEFER (1966).

wobei er einen Einfluss der Donau für möglich hielt. Der untere Deckschotter umfasst nach LÖSCHER (1976) die gesamte Donauzeit und wurde von der Ur-Iller, bzw. von Ur-Iller und Lech zusammen abgelagert.

TILLMANNS et al. (1983) orientierten sich weitgehend an der Arbeit von LÖSCHER (1976), wiesen aber noch einen mittleren und oberen Deckenschotter unterhalb des Hochschotters der Aindlinger Terrassentreppe aus (Abb. 3). Diese drei Terrassenniveaus sahen sie als biberkaltzeitliche Ablagerungen der Ur-Iller und des Lechs an, während sie den unteren Deckschotter und die beiden Zwischenterrassenniveaus als donauzeitliche Ablagerungen des Lechs bezeichneten. Eine Ausnahme stellt der nördliche Teil des unteren Deckschotters dar, der schotterpetrographische Merkmale der Donau und der Ur-Iller aufweist. TILLMANNS et al. (1983) kartierten zudem den Burgheimer Schotter im Bereich des unteren Zwischenterrassenschotters von GRAUL (1943) und den Pessenburgheimer Schotter. Beide sind vermutlich mindelzeitliche Bildungen, wobei ersterer vom Lech, letzterer von der Kleinen Paar abgelagert wurde (Abb. 3).

4.1.2 Mittelpleistozäne Terrassenstratigraphie im unteren Lech- und angrenzenden Donautal (Hochterrassen)

In den Tälern von Lech und Donau sind teilweise großflächige Hochterrassen erhalten. Der Begriff Hochterrasse wurde von PENCK (1884) eingeführt und bezeichnet die meist 5 bis 10 m über dem jungquartären Talboden liegende Flussablagerungen im Alpenvorland, die von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) zum Teil mit rißzeitlichen

Moränen verknüpft werden konnten. Dazu gehören im Lechtal oberhalb von Augsburg die Augsburger und die Merchinger Hochterrasse (Abb. 1). Die Hochterrassen in gletscherfernen Gebieten wurden dabei trotz des fehlenden Moränenanschlusses auch der Rißkaltzeit zugeordnet. Dies betrifft auch die Hochterrassen im Untersuchungsgebiet und diejenigen, die unmittelbar daran angrenzen. Im unteren Lechtal sind das die Langweider und die Rainer Hochterrasse, im Donautal die Mertinger und Dillinger Hochterrasse (Abb. 1).

Diese werden im folgenden Kapitel kurz betrachtet. Die Rainer und Langweider Hochterrassen werden vertieft behandelt, da sie großflächig im Untersuchungsgebiet erhalten sind. Die Rainer Hochterrasse nimmt zudem eine Schlüsselstellung für die mittelpleistozäne Flussgeschichte von Lech und Donau ein.

Hochterrassen im Donautal

Im Donautal ca. 18 km talaufwärts der Lechmündung endet bei Tapfheim ein über 30 km langes und teilweise mehrere Kilometer breites Hochterrassenfeld, das sich nördlich der Donau mit einer 6 bis über 10 m hohen Geländekante vom jungquartären Donaured absetzt. Das Hochterrassenfeld wurde von verschiedenen Autoren (z.B.: GRAUL 1962, LEGER 1988, BIBUS & STRAHL 2000) in mehrere Terrassenkörper aufgeteilt. Dabei handelt es sich um die Blindheimer Terrasse (untere Hochterrasse), die zweigliedrige Dillinger Terrasse (mittlere Hochterrassen 1 und 2) und die Haunsheimer Terrasse (obere Hochterrasse). Die Dillinger Terrasse nimmt den zentralen und weitest größten Bereich des Hochterrassenfeldes ein, während die Blindheimer Terrasse nur im östlichen Bereich und die Haunsheimer Terrasse nur am westlichen Talrand als schmale Terrassenleisten erhalten ist. Innerhalb der Dillinger Terrasse wurde von LEGER (1988) eine Stapelung zweier Kieskörper mit dazwischenliegenden, interglazialen Feinsedimenten nachgewiesen. BIBUS & STRAHL (2000) ordneten die vier verschiedenen Terrassenkörper jeweils einer Kaltzeit in ihrem viergliedrigen Schema des Riß-Komplexes zu.

Südlich der Donau liegt die Mertinger Hochterrasse kurz vor dem Eintritt des Lechtals in das Donautal (Abb. 3). Die einheitliche Oberfläche der größtenteils nur wenige hundert Meter breiten Terrasse liegt etwa 4 bis 5 m über dem Talgrund. LÖSCHER (1976) beschrieb für den östlichen Teil der Hochterrasse eine liegende Donautalfazies (weißjurahaltig, dolomitfrei) und eine hangende Lechtalfazies (weißjurafrei, dolomithaltig). Diese Stapelung erklärte er dadurch, dass sich die Donau im Frühglazial weit nach Süden ausbreiten konnte und erst im Hochglazial durch den Lech nach Norden abgedrängt wurde. Hinweise auf einen größeren zeitlichen Hiatus konnte er nicht ausmachen.

Im Donautal unterhalb der Lechmündung sind mehrere kleine Hochterrassenreste entlang des südlichen Talrandes verbreitet, die stratigraphisch zur Rainer Hochterrasse gehören. Sie wurden von SCHAEFER (1966) entsprechend seiner Gliederung der Rainer Hochterrasse (s.u.) in drei Niveaus aufgeteilt. STREIT (1978) kartierte hier größtenteils nur ein Hochterrassenniveau, rechnete aber ein kleines Areal am Anstieg zum Steppenberg einer tieferliegenden Hochterrasse zu. Dieses tiefere Niveau fand er auch mehrfach am Nordrand des Donautals und am Eingang zum Wellheimer Trockental. Bei Bertoldsheim ist wiederum die höhere Hochterrasse erhalten.

Langweider Hochterrasse

Die Langweider Hochterrasse stellt im unteren Lechtal eine auffällige Landschaftsform dar, die sich durch eine 5 bis 10 m hohe Geländekante vom östlich gelegenen, jungquartären Talgrund des Lechs auf einer Länge von fast 15 km absetzt. Im Westen wird die bis zu ca. 4 km breite Hochterrasse vom Schmuttertal begrenzt. Im Norden endet sie spornartig bei der Ortschaft Zollsiedlung. SCHAEFER (1957) bearbeitete erstmals detailliert die Langweider Hochterrasse und bezeichnete sie als morphostratigraphisch einheitliche Terrassenflur. Auch nachfolgende Bearbeiter nahmen keine Untergliederung der Terrassenoberfläche vor (SCHEUENPFLUG 1979, 1981; AKTAS & FRECHEN 1991). SCHIELEIN & SCHELLMANN (in Druckvorb. d) kartierten hingegen im südlichen Bereich der Hochterrasse ein höheres Niveau (Ältere Hochterrasse), das etwa 2 m über der weit großflächigeren Jüngeren Hochterrasse im Norden liegt.

Im Kieskörper der Langweider Hochterrasse wurde an deren Westrand bereits von SCHAEFER (1957) eine schotterpetrographische Zweiteilung erkannt. Der bis 4 m mächtige Liegendschotter enthält zahlreiche harte Gerölle und wurde daher von SCHEUENPFLUG (1979, 1981) als „periglazial-fluviatiler Schmutterschotter“ interpretiert. Den Hangendschotter ordnete er aufgrund des hohen Gehalts an kalkalpinem Material einer Lech-Wertach-Fazies zu. AKTAS & FRECHEN (1991) konnten einen Liegendschotter auch im zentralen Bereich der Langweider Hochterrasse nachweisen. Auf Basis zahlreicher Bohr- und Aufschlussauserwertungen auf der gesamten Hochterrasse konnten SCHIELEIN & SCHELLMANN (in Druckvorb. d) eine Tiefenrinne im Sohlgestein mit größeren Kiesmächtigkeiten feststellen, die sich sowohl unter der Älteren als auch unter der gesamten Jüngeren Hochterrasse verfolgen lässt. Hier wird ein sandarmer und häufig schlecht sortierter Hochterrassenschotter von einem sandreichen und gut sortierten Liegendschotter unterlagert. Letzterer weist häufig eine ausgeprägte Trogschichtung oder ein großbogige Schrägschichtung auf, was auf eine Ablagerung durch einen verzweigten und mäandrierenden Fluss hindeutet. Der Hangendschotter hingegen besitzt eine Horizontal- und kreuzende Trogschichtung, wie sie für ein hochglaziales, verwildertes Flussbett (*braided river*) typisch ist.

Lumineszenz-Datierungen an Feldspäten aus Sandlagen des Liegendschotter ergaben Alter zwischen 280 bis 455 ka und stellen seine Ablagerung in den Zeitraum vor der drittletzten Kaltzeit (Mittel-Riß), wobei er entweder in einem Interglazial (Alt-Riß / Mittel-Riß-Interglazial) oder in der viertletzten Kaltzeit (Alt-Riß) abgelagert worden sein könnte. Der Hangendschotter wurde in der vor- oder in der drittletzten Kaltzeit abgelagert (SCHIELEIN & SCHELLMANN (in Druckvorb. d).

Am östlichen Rand des Lechtals sind mehrere kleine Hochterrassenreste in ähnlicher Höhenlage über dem Talboden wie die Langweider Hochterrasse vorhanden und somit höchstwahrscheinlich gleich alt.

Rainer Hochterrasse

Die Rainer Hochterrasse (RHT) bildet östlich des Lechs eine eigene, durch eine markante Terrassenkante von 5 bis über 10 m Höhe vom Talgrund abgesetzte Landschaftseinheit. Sie nimmt etwa die Form eines Dreiecks zwischen den jungquartären Talböden von Lech und Donau ein. Ihre maximale Nord-Süd Erstreckung beträgt etwa 13 km, ihre maximale Breite etwa 9 km, wobei im Süden und im Nordosten der Hochterrasse weitere kleine, isolierte Terrassenrelikte am Talrand erhalten sind. In ihrem östlichen Bereich wird die RHT vom periglazial angelegten Tal der Kleinen Paar zerschnitten, die ihr Einzugsgebiet in der Aindlinger Terrassentreppe hat.

Die RHT wurde zuerst von PENCK (1884) als einheitliche Fläche kartiert. GRAUL (1943) erkannte mehrere höherliegende Areale im Osten und Süden der Hochterrasse und bezeichnete sie als einen oberen Hochterrassenhorizont. Später ordnete er die östlichen Teil dieses Horizonts den Zwischenterrassen zu (GRAUL 1962).

SCHAEFER (1966) gliederte die RHT in eine 7 m-, eine 14 m- und eine 21 m-Terrasse (Abb. 5), die durch Laufverkürzungen der Donau im Mittelpleistozän entstanden sein sollen (Abb. 4). Die 21 m-Terrasse im Süden der RHT wurde demnach vom Lech abgelagert während Donau und Lech zusammen durch das Wellheimer Tal in das Altmühltal flossen („Lechdonau“). In der darauffolgenden, drittletzten Eiszeit (nach SCHAEFER 1966) soll erst seine 14 m-Altmühl-Terrasse und nach der Anzapfung der Donau durch die Schutter und deren Laufverlegung in das Schuttertal („Schutterdonau“) die 14 m-Schutter-Terrasse entstanden sein. Dabei lagerten der Lech und die Kleine Paar jeweils einen eigenen Terrassenkörper der Rainer Hochterrasse ab. SCHAEFER (1966) nahm weiterhin an, dass der Lech in der vorletzten Kaltzeit die 7 m-Schutter-Terrasse aufschüttete, bevor die Donau ihr Tal abermals wechselte und zwar in das heutige Neuburger Tal. Nun entstand die Neuburger Terrasse, die nur in einem Sporn am Westrand der RHT erhalten ist. SCHIELEIN & SCHELLMANN (in Druckvorb. a, in Druckvorb. b, in Druckvorb. c) stufen diesen sowie zwei weitere spornartige Terrassenreste als jüngere Hochterrassen ein. Die weitere Untergliederung im Sinne SCHAEFERS (1966)

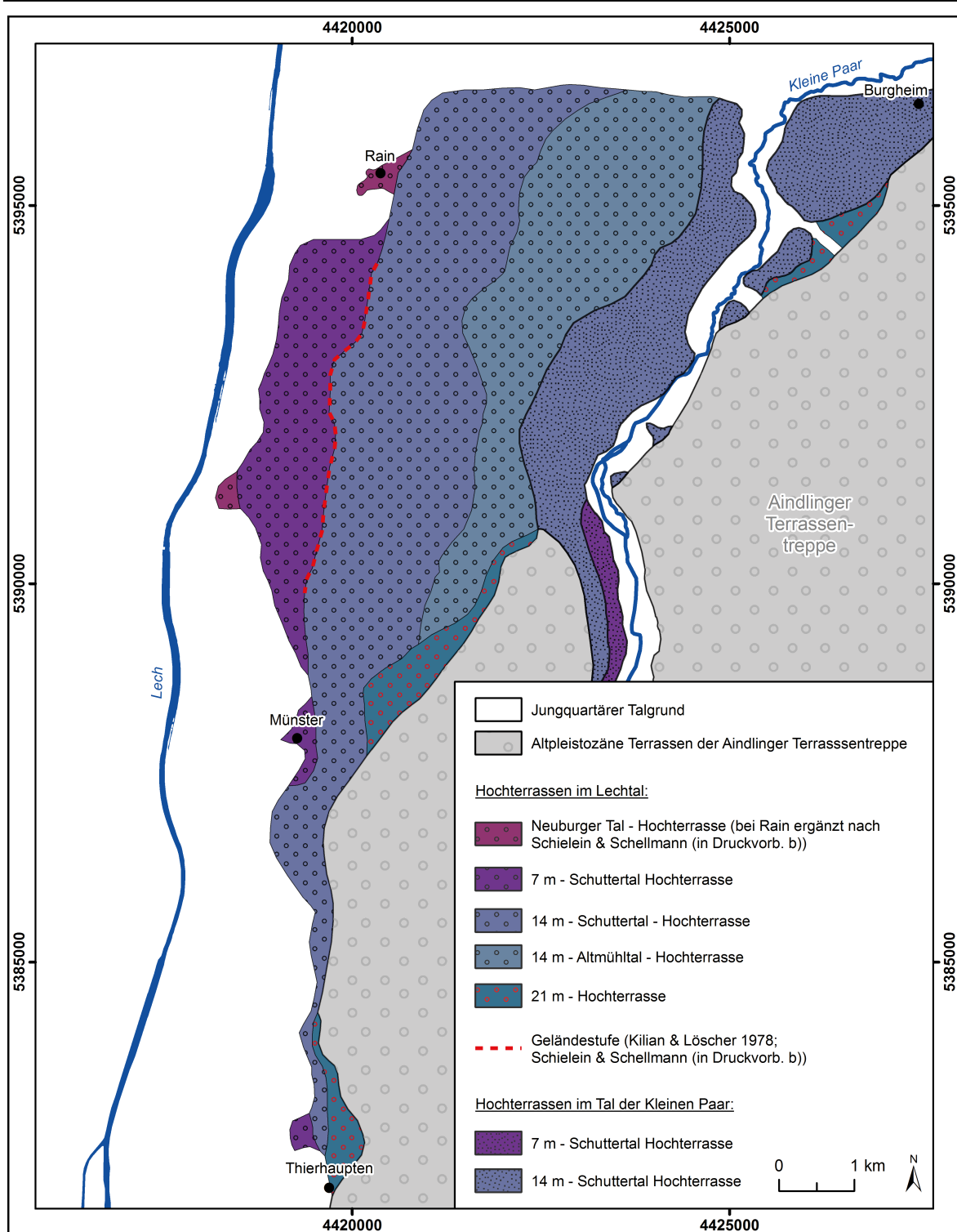


Abb. 5: Gliederung der Rainer Hochterrasse nach SCHAEFER (1966).

wurde dagegen weitgehend abgelehnt (z.B. KILIAN & LÖSCHER 1979; TILLMANNs et al. 1982). Ein flacher Geländeanstieg von etwa 2 m Höhe zwischen Rain und Münster wurde von KILIAN & LÖSCHER (1979) zwar auch festgestellt, das tiefere Niveau erklärten sie aber als eine Folge unterschiedlicher periglazialer Abtragungsprozesse. Nach eigenen Geländebeobachtungen und der Auswertung des digitalen Höhenmodells ist hier ein Niveaustieg zu beobachten, der eine Terrassengrenze darstellen könnte.

Der Kieskörper der RHT kann schotterpetrographisch in zwei Ablagerungsräume aufgeteilt werden. GRAUL (1943) und TILLMANNS et al. (1982) fanden im östlichen Bereich der Hochterrasse sehr hohe Anteile von umgelagertem Molassematerial und verwitterten Schottern älterer fluvialer Terrassen, die von der Kleinen Paar und anderen autochthonen Gewässern aus der Aindlinger Terrassentreppe abgelagert wurden. Der Kieskörper im westlich gelegenen Hauptteil der RHT ist dagegen in Lech-Fazies mit einem hohen Anteil karbonatischer Gerölle ausgebildet. Die Basis der quartären Ablagerungen unter der RHT liegt meist etwa 10 m höher als im angrenzenden jungquartären Talgrund. KILIAN & LÖSCHER (1979) stellten durch Bohrauswertungen eine Rinne mit einer Quartärmächtigkeit von bis zu 15 Metern innerhalb der sonst flacheren Quartärbasis fest, die von Südwesten nach Nordosten unter der Rainer Hochterrasse verläuft.

TILLMANNS et al. (1982) postulierten eine Zweiteilung des Schotterkörpers der Rainer Hochterrasse durch einen Mergelbatzenhorizont, der sowohl warm- als auch kaltzeitliche Mollusken enthält. SCHIELEIN & SCHELLMANN (in Druckvorb. b) konnten zwar keinen durchgehenden Horizont, sondern nur vereinzelt Mergelbatzen in verschiedenen Niveaus beobachten, erkannten aber einen sandreichen Liegendschotter in der Kiesgrube Münster am Westrand der RHT. Am Top des hangenden, sandarmen Kieskörpers sind teilweise Reste eines Bt-Horizontes einer mindestens letztinterglazialen Parabraunerde erhalten. Die Deckschicht der RHT besteht entgegen früherer Interpretation (TILLMANNS et al. 1982, AKTAS & FRECHEN 1991) nicht aus Hochflutablagerungen, sondern aus Sandlöß. Dieser enthält würmzeitliche Paläoböden und wurde nach Lumineszenz-Datierungen zwischen dem Frühwürm und Jungwürm abgelagert (SCHIELEIN & SCHELLMANN in Druckvorb. d). Die würmzeitlichen Lößablagerungen sowie der Erhalt eines warmzeitlichen, mindestens letztinterglazialen Bt-Horizontes am Top des Kieskörpers belegen eine mindestens rißzeitliche Akkumulation der Rainer Hochterrasse. Lumineszenz-Messungen an Sanden aus dem hangenden Kieskörper der Rainer Hochterrasse lieferten Alterswerte zwischen etwa 200 und über 300 ka (SCHIELEIN & SCHELLMANN in Druckvorb. d). Die Aufschotterung des Hangendschotters der Hochterrasse könnte demnach entweder in der vorletzten Kaltzeit oder auch in der dritt- oder viertletzten Kaltzeit, die Ablagerung des Liegendschotters entsprechend früher stattgefunden haben. Die auf Lumineszenz-Datierungen basierte Annahme einer frühwürmzeitlichen Ablagerung der RHT (FIEBIG & PREUSSER 2003) kann für das Hauptniveau ausgeschlossen werden. Die Areale der Jüngerer Hochterrasse am Westrand der Rainer Hochterrasse könnten jedoch im Frühwürm entstanden sein und wären somit als Übergangsterrassen einzustufen.

4.2 Forschungsstand der jungquartären Flussgeschichte im Alpenvorland und angrenzenden Gebieten

Nach dem Riß/Würm Interglazial begann vor etwa 115.000 Jahren die Würmkaltzeit (DOPPLER et al. 2011). Das Würm umfasst das relativ lange Frühwürm und die deutlich kürzeren Zeitabschnitte Hochwürm und Spätwürm (JERZ 1993). Das Frühwürm wird charakterisiert von wechselnden klimatischen Bedingungen mit kühleren, waldlosen Stadialen und wärmeren Interstadialen (JERZ 1993). In den Stadialen herrschten im Alpenvorland periglaziale Bedingungen unter denen verschiedene periglaziale und glazifluviale Prozesse die Landschaft gestalteten. In einigen Tälern entstand eine erste würmzeitliche Flussterrasse, die Übergangsterrasse (SCHELLMANN 1988).

Das Hochwürm zeichnet sich durch das Vordringen der alpinen Gletscher weit in das Alpenvorland ab ca. 25.000 Jahren vor heute aus. Die vergletscherten Gebiete wurden durch die erosive und akkumulative Wirkung der Eismassen intensiv umgestaltet. Die Gletscherschmelzwässer lagerten im Alpenvorland weiträumig die Niederterrasse ab. Entsprechende Bildungen in den Mittelgebirgstälern sind auch weiträumig verbreitet.

Mit dem Rückzug der alpinen Vorlandgletscher von den inneren Endmoränen begann das Spätglazial vor etwa 16.000 Kalenderjahren (DOPPLER et al. 2011). Das Spätglazial zeichnet sich durch eine deutliche Erwärmung aus. Das Alpenvorland war in dieser Phase weitgehend eisfrei. Zwischen den eigentlichen Warmphasen (Allerød, Bølling, Meiendorf) mit deutlicher Vegetationssteigerung kam es zu Klimarückschlägen in den kälteren Phasen des Spätwürms (Älteste, Ältere, Mittlere und Jüngere Dryas). Währenddessen stagnierte entweder der Gletscherrückzug oder es kam innerhalb der Alpentäler wieder zu Gletschervorstößen (Steinach-, Gschnitz-, Daun- und Egesengletscherstände). Innerhalb des Spätglazials wurden in vielen Tälern mindestens zwei weitere Flussterrassen abgelagert, die im Alpenvorland von SCHELLMANN (1988) als Niederterrasse 2 und 3, von JERZ (1993) und DOPPLER et al. (2011) als Spätglazialterrasse bezeichnet wurden.

Nach der letzten Kaltphase des Spätglazials, der Jüngeren Dryas, kam es zu Beginn des Holozäns vor etwa 11.500 Kalenderjahren, bzw. 10.000 ¹⁴C Jahren (vgl. u. a. FRIEDRICH et al. 1999; LITT et al. 2007) zu einer schnellen Erwärmung und somit zum Ende des Pleistozäns. Die holozänen Klimastufen (Präboreal, Boreal, Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum) wurden von BLYTT (1876) und SERNANDER (1894) auf Basis von Pollenanalysen in norwegischen Mooren unterschieden. In Mitteleuropa konnte FIRBAS (1949) das Holozän in sieben Pollenzonen unterteilen und definierte damit die Grenzen der Klimastufen für diese Region. Die zeitliche Einordnung der holozänen Klimastufen basiert in der vorliegenden Arbeit auf den ¹⁴C-Datierungen von MANGERUD et al. (1974). Innerhalb der Klimastufen sind in mehreren Umlagerungsperioden

(SCHIRMER 1983, 1995) verschiedene holozäne Flussterrassen entstanden. Die Verbreitung, Stratigraphie und Altersstellung sowohl dieser holozänen als auch der würmzeitlichen Terrassen in den Tälern des Alpenvorlands und des angrenzenden Mittelgebirgsraumes wird in den folgenden Abschnitten besprochen.

4.2.1 Würmzeitliche Flussgeschichte im Alpenvorland und angrenzenden Gebieten

Die würmzeitlichen Terrassen im Alpenvorland wurden größtenteils durch die Schmelzwässer der alpinen Vorlandgletscher aufgeschottert. Aber auch in periglazialen Tälern des Alpenvorlandes und der Mittelgebirgsregionen entstanden ausgedehnte Terrassenfluren in der letzten Kaltzeit. SCHIRMER (1983) beschrieb die Schotterkörper kaltzeitlicher Terrassen als horizontal- und troggeschichtete Vertikalschotter. Diese wurden von verwilderten Flüssen (*braided rivers*) in zahlreichen Flussrinnen unter periglazialen oder glazifluvialen Bedingungen in horizontalen Schichten übereinander abgelagert. Im Gegensatz dazu stehen die großbogig schräggeschichteten „Lateralschotter“ *sensu* SCHIRMER (1983), die vor allem im Holozän aber teilweise auch schon im Spätglazial entstanden.

Die älteste der würmkaltzeitlichen Terrassen entstand im Frühwürm. Sie wurde von SCHELLMANN (1988) im unteren Isar- und angrenzenden Donautal kartiert und als Übergangsterrasse bezeichnet. Ihre Oberfläche liegt deutlich unter dem Niveau der Hochterrasse und über dem der Niederterrasse. Von letzterer unterscheidet sie sich durch eine relativ geringmächtige Lößauflage. KROEMER (2010) konnte das Alter einer Übergangsterrasse im Donautal wenig oberhalb der Isarmündung durch eine OSL-Datierung aus dem Schotterkörper als prä-hochwürmzeitlich einstufen. Möglicherweise sind auch Areale der Hochterrasse im Donautal zwischen Neuburg und Ingolstadt, die von FIEBIG & PREUSSER (2003) aufgrund von OSL-Datierungen in das Frühwürm gestellt wurden, als Übergangsterrassen anzusprechen. Das gleiche könnte auch für die morphostratigraphisch jüngsten Glieder der Rainer Hochterrasse im unteren Lechtal gelten (vgl. Kap. 4.1.2). GESSLEIN & SCHELLMANN (2011) kartierten im Lechtal oberhalb von Landsberg eine Übergangsterrasse, für die sie ein mittel- bis frühwürmzeitliches Alter vermuteten, aber auch eine Entstehung im Riß/Würm-Interglazial für möglich halten. Außerdem sind im Alpenvorland und im Mittelgebirgsraum in einigen weiteren Tälern lößbedeckte „Niederterrasse“ verbreitet, die möglicherweise als Übergangsterrassen angesprochen werden können (SCHELLMANN 1994a).

Niederterrasse sind sowohl im Mittelgebirgsraum als auch im Alpenvorland weiträumig erhalten. SCHIRMER (1983) bezeichnete die würmhochglaziale Niederterrasse im Maintal als Reundorfer Terrasse und bestimmte deren Alter durch die ¹⁴C-Datierung von Torf- und Knochenresten zwischen 25.000 und 20.000 ¹⁴C BP. SCHIRMER (1995) ging zudem davon aus, dass die Bildungsphase der Niederterrasse in den mit-

teleuropäischen Tälern bis 18.000 ^{14}C BP reichte. Auch in weiteren Mittelgebirgstälern – zum Beispiel an der unteren Oberweser (SCHELLMANN 1994a), am mittleren Neckar (BIBUS & WESLER 1995) und an der mittleren Lahn (Urz 2003) sind hochglaziale Niederterrassen erhalten. Eine absolute Datierung des Terrassenkörpers fand jedoch meist nicht statt. Im Rheintal waren die hochglazialen Niederterrassen mehrfach Gegenstand geologischer und geomorphologischer Arbeiten (u.a. ZHOU 2000; SHALA 2001). Lumineszenz-Messungen von Quarzen aus Sandlinsen im Kieskörper ergaben für die Ältere Niederterrasse am Mittelrhein hochglaziale Alter (CHOI et al. 2007) und für die ältesten Glieder der Niederterrasse am Oberrhein bei Basel Alter zwischen 15 und 30 ka (KOCK et al. 2009).

Im Bayerischen Alpenvorland sind in allen Tälern mit Anschluss an die würmhochglazialen Gletscher Niederterrassen erhalten (DOPPLER et al. 2011). Bereits PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) konnten sie aufgrund der oftmals gegebenen Verknüpfung mit Jungendmoränen dem Würmhochglazial zuordnen. Absolute Altersdaten aus diesen Terrassenkörpern sind aber auch hier nur äußerst selten vorhanden. Eine Ausnahme bildet ein von GEYH & SCHREINER (1984) datierter Mammutzahn aus einem hochglazialen Vorstoßschotter am westlichen Ufer des Bodensees. SCHELLMANN (1988) bezeichnete die hochglaziale Niederterrasse im unteren Isar- und angrenzenden Donautal als Niederterrasse 1 (NT 1). Eine Lumineszenz-Datierung der NT 1 im Donautal unterhalb von Regensburg wurde von KLASEN (2008) durchgeführt. Die Messungen ergaben ein Quarzalter von 19,8 ka und ein Feldspalter von 25,7 ka. Im Gegensatz zu KLASEN (2008) sieht SCHELLMANN (2010) das Quarzalter als zutreffender an, da die Quarze bei jüngeren Proben aus dem gleichen Gebiet mit einem kalibrierten ^{14}C -Vergleichsalter übereinstimmen, während die Feldspäte deutlich zu alte Ergebnisse lieferten. Im Inntal konnte MEGIES (2006) die Niederterrasse mit den hochglazialen Endmoränen verknüpfen und diese morphologische Einstufung durch Lumineszenz-Datierungen aus ihrem Schotterkörper bestätigen.

Im Lechtal kartierten sowohl DIEZ (1968, 1973) als auch SCHREIBER (1985) und GROTTENTHALER (2009) oberhalb und unterhalb der Jungendmoränen neben der Hauptniederterrasse insgesamt vier weitere hochglaziale Niederterrassen und verknüpften sie mit jeweils einem Rückzugsstand des Lechgletschers im späten Hochglazial, wobei GROTTENTHALER & MÜLLER (2011) die jüngste dieser Terrassen dem Spätglazial zuordneten. GESSLEIN & SCHELLMANN (2011) datierten die Hauptniederterrasse im Lechtal oberhalb von Augsburg mittels Lumineszenz-Messungen an Quarzen auf 22 ± 2 ka BP.

Am Ende des Würmhochglazials dominierten höchstwahrscheinlich in allen Tälern Mitteleuropas verwilderte Flusstypen. Im Laufe des Spätglazials kam es teilweise zu einer Umstellung vom verwilderten zum mäandrierenden Flusstyp, wobei diese

Entwicklung an einzelnen Flüssen, bzw. an verschiedenen Flussabschnitten zu unterschiedlich Zeiten einsetzte. Spätestens im Bølling zeigten wahrscheinlich alle mitteleuropäischen Flüsse einen mäandrierenden Grundriss und bildeten Großmäander aus (STARKEL 1995). Einige Flüsse zeigten während der erneuten Kälteperiode der Jüngerer Dryas abermals einen verwilderten Abfluss (s.u.). Während des Spätglazials entstanden sowohl in den Mittelgebirgstälern als auch in den Tälern des Alpenvorlands mindestens zwei Niederterrassen.

Im Maintal kartierte SCHIRMER (1983) die Schönbrunner Terrasse, deren Entstehung er in den Zeitraum zwischen dem Hochglazial und dem Bølling stellte. Während der Bildung dieser Terrasse fand hier der Umbruch vom verwilderten zum mäandrierenden Gerinnebett statt. In der Jüngerer Dryas wurde die Ebinger Terrasse vom mäandrierenden Main aufgeschüttet und weist daher einen L-Schotter auf (SCHIRMER 1983).

Auch an der unteren Oberweser vollzog sich die Umstellung auf einen einfadigen Mäanderfluss zur Zeit der Aufschotterung der ersten spätglazialen Terrasse (NT 2) in der Ältesten Dryas (SCHELLMANN 1994b). Die Bildung der NT 3 begann hier bereits vor dem Allerød und war vermutlich am Ende der Jüngerer Dryas abgeschlossen.

Am Mittel- und Niederrhein wurde die Schönbrunner Terrasse, bzw. NT 2 zwischen dem späten Hochglazial und dem frühen Spätglazial, die Ebinger Terrasse (NT 3) im Zeitraum von Allerød und Jüngerer Dryas abgelagert (SCHIRMER 1990; ZHOU 2000; SHALA 2001; SCHIRMER et al. 2005). Die NT 2 am Mittel- und Niederrhein zeigt im Liegenden einen V-Schotter, darüber teilweise einen L-Schotter (SCHIRMER 1990). Dementsprechend dürfte hier die Umstellung auf ein mäandrierendes Flusssystem zur Zeit der NT 2-Bildung stattgefunden haben. Eine erneute Umstellung des Abflusses während der Jüngerer Dryas auf ein verzweigtes Flusssystem ist hier nicht nachweisbar.

DAMBECK (2005) korreliert die untere Niederterrasse im nördlichen Oberrheingraben mit der Schönbrunn-Terrasse *sensu* SCHIRMER (1983), bzw. der NT 2. Wie schon zuvor MÄCKEL (1998) geht er von einem durchgehenden Mäandrieren des Rheins seit dem Beginn des Spätglazials aus. Eine NT 3 ist in seinem Arbeitsgebiet nicht erhalten. ERKENS et al. (2009) konnten hingegen neue Belege für eine, der NT 3 entsprechenden Terrasse im nördlichen Oberrheingraben finden und führten ihre Ablagerung auf eine Übergangsform zwischen einem *braided river* und einem Mäanderfluss zurück. Im südlichen Oberrheingraben bei Basel zeigten KOCK et al. (2009), dass sich während der spätglazialen Warmphasen (Bølling & Allerød) ein mäandrierender Fluss in ältere Flussbettsedimente eintiefte. In der Jüngerer Dryas lagerte hier dann ein verwilderter Rhein die jüngste Niederterrasse ab.

Für zahlreiche Täler in den mitteleuropäischen Mittelgebirgen und Flachlandszonen ist also eine Aufschotterung von bis zu zwei Niederterrassen im Spätglazial belegt,

wobei sowohl durchgehend ein mäandrierendes Gerinnemuster bestanden haben kann als auch eine erneute Umstellung auf einen *braided river* in der Jüngeren Dryas möglich wäre (vgl. u.a. STARKEL 1985, 1991; VANDENBERGHE 1995; MOL et al. 2000; ANDRES et al. 2001).

Auch im Alpenvorland gibt es an verschiedenen Flüssen, bzw. Flussabschnitten unterschiedliche Befunde zur Terrassenentstehung und der Flussdynamik im Spätglazial. Im Isar- und angrenzenden Donautal wurde die NT 2 im frühen Spätglazial durch verwilderte Flusssysteme aufgeschottert, wahrscheinlich während der Ältesten Dryas (SCHELLMANN 1988, 2010, FELDMANN 1990). Zuvor kam es durch eine erste Erwärmung, vermutlich im frühen Spätglazial, zu einem erhöhten Abfluss und folglich zu einer starken Ausräumung der hochwürmzeitlichen Ablagerungen (SCHELLMANN 1994a). Eine Umstellung auf einen Mäanderfluss fand vermutlich erst im Bølling statt. Danach legten die einfadigen Flussläufe von Isar und Donau den Talboden deutlich tiefer und schotterten gleichzeitig einen vermutlich großbogig schräggeschichteten L-Schotter im Liegenden der NT 3 auf (SCHELLMANN 1988, 2010). Im Donautal konnte SCHELLMANN (2010) den Beginn der Eintiefung auf etwa 14.000 ¹⁴C BP datieren. In der Jüngeren Dryas erfolgte an beiden Flüssen eine erneute Flusslaufverwilderung und vor allem in der 2. Hälfte der Jüngeren Dryas die Bildung der NT 3, deren V-Schotter dem Sockelschotter aufliegt (SCHELLMANN 1988, 2010). Im Isartal, flussaufwärts bei München, begann die Entstehung der NT 3 nach ¹⁴C-Daten im Allerød, wurde aber hauptsächlich in der Jüngeren Dryas abgelagert (FELDMANN 1990). Im Gegensatz zur unteren Isar ist die NT 3 hier ausschließlich großbogig schräggeschichtet.

Im Inntal entstanden nach einer kräftigen Eintiefungsphase im frühen Spätglazial drei Terrassen im Zeitraum der Ältesten und Älteren Dryas (MEGIES 2006). Davon ist nur die jüngste großflächig nachweisbar. Sie wurde von MEGIES (2006) mittels der Lumineszenz-Methode auf etwa 14 bis 17 ka BP datiert und mit der NT 2 korreliert. Weitere Lumineszenz-Alter belegen im Inntal eine zweite Terrassenbildungsphase für den Zeitraum zwischen etwa 12 und 14 ka BP. Währenddessen entstand hier die teilweise zweigeteilte SGj-Terrasse, die der NT 3 entsprechen dürfte (MEGIES 2006).

Am Lech oberhalb von Augsburg sind zwei spätglaziale Terrassen erhalten, von denen die ältere („Stufe von Unterigling“) bislang dem Hochglazial zugeordnet wurde (TROLL 1926, DIEZ 1964, SCHREIBER 1985). GESSLEIN & SCHELLMANN (2011) konnten mit ¹⁴C-Datierungen belegen, dass die Terrasse im Spätglazial, vermutlich vor dem Allerød, abgelagert wurde. Es handelt sich also um eine NT 2. Die nächstjüngeren Terrassen, die „Zwischenstufe“ und die „Stufe von Friedheim“ sind nur durch einen geringen Niveauunterschied voneinander getrennt und können aufgrund ihrer morphostratigraphischen Lage und einer ¹⁴C-Datierung in das ausgehende Spätglazial gestellt werden (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011). Sie entsprechen höchstwahrscheinlich

beide der NT 3. Die spätglazialen Terrassen im Lechtal oberhalb von Augsburg weisen eindeutig trog- und horizontalgeschichtete V-Schotterkörper auf. Anzeichen für einen flussdynamischen Umbruch vom *braided river* zu einem mäandrierenden bzw. verzweigten Fluss während des Spätglazials sind in diesem Abschnitt des Lechtals nicht zu finden. Der Lech zeigte auch während des Holozäns keine eindeutig mäandrierende Dynamik (s.u.).

4.2.2 Holozäne Flussgeschichte im Alpenvorland und angrenzenden Gebieten

Am Übergang vom Spät- zum Postglazial (Holozän) kam es in vielen Tälern zu einem erneuten Wandel der Flussdynamik. An Flüssen, die während der Jüngerer Dryas verwilderte Gerinnestrukturen besaßen, erfolgte eine Umstellung auf mäandrierende Systeme. War letzteres bereits im Spätglazial angelegt, blieb das mäandrierende Verhalten erhalten. Es entwickelten sich jedoch deutlich kleinere Mäanderbögen (vgl. STARKE 1991). Einige mitteleuropäische Flüsse sollen im Holozän ein verzweigtes bzw. verwildertes Gerinnebett beibehalten haben, wie zum Beispiel an der oberen Oberweser (THOMAS 1993) und an der Donau unterhalb von Regensburg (BUCH 1988). Diese Rekonstruktionen basieren jedoch auf der Analyse von Hochflut-, statt von Flussbett-sedimenten und lassen somit keine Aussagen über die Flussdynamik zu (vgl. SCHELLMANN 2010).

Die im Pleistozän stark aufgehöhten Talböden wurden durch die holozänen Flussaktivitäten weiträumig umgestaltet. Die meist einfadigen Mäanderflüsse tiefen sich stellenweise kräftig in ältere Ablagerungen ein und räumten diese teilweise aus. Dabei wurden neue Schotterkörper (meist L-Schotter *sensu* SCHIRMER 1983) abgelagert. In vielen größeren Tälern des Alpenvorlandes und des Mittelgebirgsraumes entstanden so während des Holozäns einzelne Terrassen. Meist sind keine Terrassentreppen ausgebildet, sondern die Terrassen liegen in gleichen Oberflächenniveaus und wurden daher von SCHIRMER (1983) als Reihenterrassen bezeichnet.

BECKER (1978, 1982) zeigte auf, dass im Alpenvorland, am Main und am Rhein innerhalb des Holozäns phasenweise gehäuft subfossile Hölzer eingelagert wurden, während in den Zeiträumen dazwischen Hölzer in den Flussbettsedimenten fast vollständig fehlen. Eine erste Akkumulationsphase erstreckt sich vom Präboreal bis in das ältere Atlantikum, während im jüngeren Atlantikum eine Fundlücke eintritt. Im Subboreal (v.a. nach 3000 ¹⁴C BP), in der Römerzeit und im frühen Mittelalter wurden die drei Haupthorizonte der Stammlagen abgelagert. BECKER (1982) führte die Häufung der eingeschotterten Hölzer auf gesteigerte fluviale Aktivitätsphasen zurück. SCHELLMANN (2010) merkte jedoch an, dass die Häufigkeitsverteilung von Absterbealtern subfossiler Hölzer nicht zwingend Ausdruck der Flussaktivität ist, sondern immer auch der Fundort der Hölzer innerhalb eines Terrassenkörpers berücksichtigt werden muss.

SCHIRMER (1983) unterschied im Main- und Regnitztal aufgrund morphologischer, sedimentologischer und bodenkundlicher Befunde sechs, bzw. sieben (SCHIRMER 1988) holozäne Terrassen, die er mit Lokalnamen bezeichnete und absolut datieren konnte (Abb. 44). Er erklärte die Bildung jeder Terrasse durch eine Umlagerungsphase mit erhöhter fluvialer Aktivität. Später konnten ähnliche Terrassensequenzen auch an anderen Flüssen – Donau (SCHELLMANN 1988, 2010), Isar (SCHELLMANN 1988; FELDMANN 1990), Oberrhein (STRIEDTER 1988), untere Oberweser (SCHELLMANN 1994b), Mittel- und Niederrhein (SCHIRMER 1990; ZHOU 2000; SHALA 2001) – nachgewiesen und untereinander sowie mit Gletschervorstößen in den Alpen korreliert werden (SCHELLMANN 1994a; SCHIRMER 1995, 2005). Auch STARKEL (1991) sah eine Gleichzeitigkeit der Umlagerungsperioden in den genannten Täler, erweiterte sie auf die nord- und osteuropäischen Flachlandsgebiete und korrelierte sie zusätzlich mit Schwankungen der Baumgrenze in den Alpen sowie den Phasen erhöhter Hangrutschungs- und Solifluktionstätigkeit in allen europäischen Gebirgen. Nach DAMBECK (2005) lässt sich jedoch keine überregionale Synchronität dieser Prozesse aus den verschiedenen Literaturangaben herleiten. SCHELLMANN (1994a) weist darauf hin, dass eine Korrelation von verschiedenen geomorphologischen Prozessen (Solifluktionsphasen, Gletscherschwankungen, fluviale Umlagerungsperioden) aufgrund jeweils unterschiedlicher klimatischer Steuerungsparameter nicht aussagekräftig ist. Außerdem verhindert ein Mangel an exakten Altersbelegen aus Flussbettablagerungen die genaue Bestimmung von Phasen gesteigerter bzw. abgeschwächter fluvialer Aktivität innerhalb der Umlagerungsperioden (SCHELLMANN 1994a, 2010).

Für das Alpenvorland liegen nur wenige Studien mit hochauflösenden Datierungen zur holozänen Flussgeschichte vor. SCHELLMANN (1988, 1990) kartierte im unteren Isar- und angrenzenden Donautal sieben holozäne Terrassen, die er absolut datieren konnte und als H1- bis H7-Terrasse von der ältesten zur jüngsten bezeichnete (Abb. 44). An der mittleren Isar wurden die entsprechenden Terrassen von FELDMANN (1990) aufgenommen (Abb. 44). Im Donautal bei Regensburg teilte SCHELLMANN (2010) die H4-Terrasse später in zwei Niveaus auf. Sowohl in beiden Talabschnitten der Isar als auch im angrenzenden Donautal werden alle holozänen Terrassen von L-Schottern aufgebaut, sind also durch mäandrierende Flussläufe entstanden. Innerhalb dieser holozänen Terrassenabfolgen ist ein Umbruch der holozänen Flussdynamik erkennbar (SCHELLMANN 1988, 1994a). So wurde beispielsweise im Donautal bei Regensburg die Flussbettsohle bis zur H4-Terrasse sukzessive tiefergelegt, wohingegen die jüngeren Terrassenkörper infolge einer Sohlenerhöhung dem H4-Sockelschotter aufliegen. Unterhalb der Isarmündung ist zwischen den alt- bis mittelholozänen Terrassen (H1 bis H3) ebenso wie bei den älteren Terrassen eine Terrassentreppe ausgebildet, während die jungholozänen H4- bis H7-Reihenterrassen im tieferen Auenniveau liegen. Außerdem tragen die jungholozänen Terrassen erstmalig mächtige Hochflutablagerungen

(SCHELLMANN 1988). Abgesehen von lokalen Modifikationen aufgrund der jeweiligen Talmorphologie lässt sich insgesamt während des Jungholozäns in verschiedenen Tälern des Alpenvorlands und des angrenzenden Mittelgebirgsraums eine Flussbettverflachung und -verbreiterung mit erhöhter lateraler Umlagerungstätigkeit und teilweise einer Tendenz zur Streckung und Verzweigung des Flusslaufs, kürzere Phasen der Terrassenentstehung und eine verstärkte Ablagerung von Hochflutsedimenten erkennen (vgl. SCHELLMANN 1994a, SCHIRMER 1983, 1995). Die Gründe dafür sind vermutlich vor allem auf anthropogene Eingriffe in den Flusshaushalt aber auch auf Klimaschwankungen zurückzuführen (SCHELLMANN 1994a; SCHIRMER 1983, 1995; GERLACH 1990).

Im Donautal innerhalb des bayerischen Alpenvorlands sind weitere flussmorphologische Studien meist auf kleine Teilbereiche bzw. geologische Karten im Maßstab 1:25.000 (GK 25) beschränkt. Die direkt das Lechmündungsgebiet betreffenden Arbeiten werden im nächsten Kapitel vorgestellt. Im Bereich der Illermündung sind die Untersuchungen von GRAUL & GROSCOPF (1952) und die dendrochronologischen Datierungen von BECKER (1982) zu nennen. Die holozäne Terrassenabfolge der Donau im Ingolstädter Becken wurde im Rahmen der geologischen Landesaufnahme auf den Blättern 7234 Ingolstadt (JERZ et al. 1995), 7232 Neuburg (KLEINSCHNITZ & KROEMER 2003) und 7235 Vohburg a. d. Donau (JERZ et al. 2003) bearbeitet. Dendrochronologische Daten aus diesem Raum sind bei BECKER (1982), weitere ¹⁴C-Datierungen bei DOPPLER et al. (2002) und Lumineszenzalter bei FIEBIG & PREUSSER (2003) veröffentlicht. Für das Isarmündungsgebiet liegt weiterhin die GK 25 7143 Deggendorf (KROEMER et al. 2007) vor. Die holozänen Donauterrassen auf den genannten Karten wurden von allen Autoren als Mäanderterrassen beschrieben, die teilweise durch Geländestufen voneinander getrennt, teilweise als Reihenterrassen ausgebildet sind.

In den Arbeiten von BUCH (1988) und MÜNZBERGER (2005) wurde versucht die Flussgeschichte der Donau unterhalb von Regensburg auf Basis der Analyse von Auenlehmen statt durch die Untersuchung von Flussbettsedimente zu rekonstruieren. Dieser Ansatz lässt jedoch nur Aussagen über die Hochflutdynamik und nicht über die Talentwicklung zu. Eine Diskussion dieser Studien ist in SCHELLMANN (2010) zu finden.

Im Inntal unterhalb der Jugendmoränen untersuchte MEGIES (2006) auf Basis eigener Geländeaufnahmen und bestehender Terrassenstratigraphien mehrere Terrassen, die er in Komplexen zusammenfasste und mit der Lumineszenz-Methode datierte. Der Ha-Komplex besteht aus vier Terrassen, die er aufgrund jeweils eines OSL-Alters aus der zweitältesten und der jüngsten Terrasse in das Präboreal stellte. Von den beiden Terrassen des Hj-Komplexes datierte er die jüngere auf die Römerzeit und kor-

relierte sie mit der H4-Terrasse im Donau- bzw. Isartal. Die dort folgenden, jüngeren Terrassen (H5 – H7) sah MEGIES (2006) im Auenbereich des Inntals repräsentiert.

Im südlichen Lechtal, bei Epfach beschrieb BRUNNACKER (1959b) erstmals mehrere holozäne Terrassenstufen. Eine detaillierte Gliederung des holozänen Talbodens im Raum Landsberg lieferte DIEZ (1968, 1973). SCHREIBER (1985) bestätigte weitestgehend diese stratigraphische Gliederung für das Lechtal zwischen Schongau und Augsburg, GROTTENTHALER (2009, 2011) für den Raum Schongau. GESSLEIN & SCHELLMANN (2011) nahmen das Lechtal unterhalb der Endmoränen zwischen Kinsau und Klosterlechfeld neu auf und kartierten zehn holozäne Terrassen, die sie teilweise absolut datieren konnten. Die Obere und Untere Epfachstufe stellten sie aufgrund von ¹⁴C-Datierungen an Schneckenschalen aus dem Kieskörper in das Präboreal, die Mundrachinger Stufe in das Atlantikum. Aus allen jüngeren Terrassen liegen mangels Aufschlüsse keine numerischen Alter vor. Erst die neuzeitliche Bildung der jüngsten Auenstufe ist durch historische Karten belegt. Im Süden ihres Untersuchungsgebietes bilden die holozänen Terrassenstufen eine markante Terrassentreppe, während sich deren Oberflächenniveaus weiter nördlich allmählich angleichen. Alle aufgeschlossenen altholozänen Kieskörper sind trog- und horizontalgeschichtet, was auf eine Ablagerung durch einen verzweigten Lechlauf hindeutet. Jedoch besitzen alle holozänen Terrassen, vor allem im südlichen Lechtal, stellenweise deutlich mäandrierende Außenränder.

4.3 Forschungsstand der jungquartären Flussgeschichte im Untersuchungsgebiet

Der jungquartäre Talgrund im Untersuchungsgebiet war bisher nur selten Gegenstand geowissenschaftlicher Forschungen. In älteren Publikationen wurde der Talgrund als einheitliche Niederterrasse (u.a. PENCK & BRÜCKNER 1909; GRAUL 1943) oder als Niederterrasse mit einer Auflage holozäner Auenlehme (u.a. SCHAEFER 1966; TILLMANNS et al. 1983) angesehen.

TROLL (1926) entwickelte auf der Münchener Ebene das Modell von fluvioglazialen Schwemmfächern, die nach seinen Vorstellungen aus einem zentralen, kiesigen Bereich bestehen und sich nach Außen hin mit einer feinklastischen Fazies verzahnen. Am Talrand werden die Schwemmfächer von fluvioglazialen Talrandbögen begleitet. Dieses Modell sah er im unteren Lechtal als bestätigt an und stellte die Ablagerungen im Untersuchungsgebiet in das Würmspätglazial.

SCHAEFER (1957) unterschied im südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes hingegen mehrere Flussterrassen. Er gliederte den holozänen Talgrund in zwei Terrassen und beschrieb die am Anstieg zur Langweider Hochterrasse gelegene Niederterrassenfläche bei Gersthofen (Oberhausener Terrasse) als spätglaziale Bildung.

Das Blatt 7232 Burgheim Nord der geologischen Karte im Maßstab 1:25.000 deckt das Donautal westlich des Untersuchungsgebietes oberhalb der Neuburger Talenge ab (Abb. 2). STREIT (1978) vermutete hier die Niederterrasse unter den holozänen Flußbettkiesen und Auenablagerungen. Er kartierte im Talgrund die Untere und die Obere Auenstufe, wobei letztere an ihrem Südrand von Hochflutsedimenten der Kleinen Paar und ihrer Nebenflüsse überdeckt ist. Die Kieskörper der beiden Auenstufen enthalten zahlreiche Eichenstämme, was deren holozäne Alterseinstufung bestätigte.

HOMILIUS et al. (1983) gingen auch von einer vollständigen Überdeckung der Niederterrassen mit jüngeren Flussbettablagerungen im Lechmündungsgebiet aus. Sie berichteten von eingesedimentierten Baumstämmen und von Faulschlamm-Einschaltungen im holozänen Kieskörper. WEINIG (in: HOMILIUS et al. 1983) kartierte im holozänen Talgrund eine jungholozäne Auenstufe entlang der rezenten Flussläufe von Lech und Donau. Die von HOMILIUS et al. (1983) durchgeführten geoelektrischen Messungen belegen, dass die quartären Ablagerungen im Lechmündungsgebiet weiträumig von tertiären Schichten unterlagert werden. Nur am Nordrand des Donautals liegen die Schotter direkt Gesteinen des Juras auf.

SCHREIBER (1985) untersuchte die schotterpetrographische Zusammensetzung der jungquartären Ablagerungen im Lechtal und unterschied eine Lech- und eine Loisachfazies, wobei er das Lechtal unterhalb von Augsburg fast komplett einer Lech-Loisach-Mischfazies zuordnete. Im Lechmündungsgebiet tritt im Verzahnungsbereich der Donau- und der Lech-Loisachfazies ein Donau/Lech-Mischschotter auf. SCHREIBER (1985) gliederte das jungquartäre Lechtal unterhalb von Augsburg nicht in Terrassen, sondern kartierte oberflächennahe Faziesunterschiede. Dabei orientierte er sich an dem Modell der glazifluvialen Schwemmfächer von TROLL (1926) und unterschied zwei Schwemmfächersysteme im Lechmündungsgebiet, deren Bildung er jedoch in das Holozän stellte. Ein System zieht sich von Stettenhofen im Süden des Untersuchungsgebietes nach Norden und verzweigt sich auf der Höhe von Mertingen in mehrere Kiesrücken mit begleitenden Auensedimenten. Westlich schließt sich ein weiteres, älteres System an, das sich in das Donautal flussaufwärts ausbreitet. Das genaue Alter des älteren Systems war wegen fehlender Altersbefunde nicht bestimmbar. Den westlichsten Kiesrücken des jüngeren Schwemmfächersystems konnte SCHREIBER (1985) in der Kiesgrube Eggelstetten untersuchen und datieren. Hier beschrieb er einen hangenden, warmzeitlichen Kieskörper in Lech-Loisachfazies, der ein subboreales Splintholz enthielt, während er für den liegenden Kieskörper in Donau- Lechfazies eine glaziofluviale Genese vermutete. Diese Alterseinstufung bezog er jedoch nicht auf das komplette, jüngere Schwemmfächersystem. Das Alter des östlich folgenden Kiesrückens ließ er offen und den Bereich zwischen diesem Kiesrücken und der jüngsten Talaue bezeichnete er als römerzeitliche Bildung (SCHREIBER 1985: Abb. 57).

Auf der Geologischen Karte von Bayern 1:500.000 (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996) und auf der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000 Blatt Augsburg (DOPPLER & MEYER 2001) wurde der gesamte Talgrund im Untersuchungsgebiet entweder als jungholozäne Auenablagerung oder als alt- bis mittelholozäner Schotter dargestellt. GROTTENTHALER (unveröffentl.) fertigte einen Entwurf für eine geologische Karte 1:25.000 des Blattes 7231 Genderkingen an, das den Bereich der Lechmündung abdeckt. Er gliederte den Talgrund in mehrere holozäne Terrassen. Seine Ergebnisse konnten bei der Neuaufnahme des Kartenblattes durch SCHIELEIN & SCHELLMANN (in Druckvorb. a), bzw. im Rahmen dieser Arbeit bestätigt und erweitert werden. Weitere geologische Karten im Maßstab 1:25.000 des unteren Lech- und angrenzenden Donautals wurden im Rahmen des LfU-Projektes „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2008-2011“ erstellt und entsprechen inhaltlich der vorliegenden Arbeit: 7331 Rain (SCHIELEIN & SCHELLMANN in Druckvorb. b), 7431 Thierhaupten (SCHIELEIN & SCHELLMANN in Druckvorb. c) und 7531 Gersthofen (SCHIELEIN & SCHELLMANN in Druckvorb. d).

Die Gliederung der holozänen und pleistozänen Terrassen im Schmuttertal am westlichen Rand des Lechtals wurde von SCHELLMANN (in Druckvorb. a, in Druckvorb. b) vorgenommen.

Der nordwestliche Randbereich des Untersuchungsgebietes wurde in enger Abstimmung und Zusammenarbeit mit E. KROEMER (LfU) bearbeitet. KROEMER et al. (in Vorb.) kartierten den Westrand der holozänen Lechablagerungen im Donautal und konnten nachweisen, dass sie im Westen an eine hochwürmzeitliche Donauterrasse angrenzen. Letztere nimmt weite Flächen im Donautal ein, liegt tiefer als die Lechablagerungen und ist großflächig vermoort.

Erste eigene Ergebnisse aus dem nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes wurden bereits publiziert (SCHIELEIN et al. 2011), aber stellenweise leicht überarbeitet und erweitert.

5. Jungquartäre Terrassenstratigraphie im unteren Lech- und angrenzenden Donautal

Im Untersuchungsgebiet sind insgesamt zwei würmzeitliche und acht holozäne Flussterrassen von Lech und Donau erhalten. Sie sind morphologisch durch mehr oder weniger deutliche Niveauunterschiede voneinander abgesetzt. Diese Terrassen stellen ehemalige Talböden dar, die während des Jungquartärs in verschiedenen Aktivitätsphasen von Lech und Donau abgelagert wurden. SCHREIBER (1985) ordnete alle Terrassen im unteren Lechtal schotterpetrographisch einer Lech-Loisach Mischfazies zu, die durch hellgraue, kalkalpine Gerölle in einer sandigen Matrix dominiert wird. Im Donautal konnte er eine Donau-Fazies nachweisen, die neben alpinen Geröllen auch Lydite, Basalte, rötliche Quarzite, Sandsteine und vor allem Malmkalke enthält. Im Übergangsbereich zwischen beiden Faziesgebieten tritt stellenweise eine Mischfazies auf. Im Folgenden wird auf die lithologische Zusammensetzung der Terrassenkörper nur vereinzelt bei der Beschreibung von Aufschlüssen im Lechmündungsgebiet eingegangen, falls eine Unterscheidung zwischen der Lech- und der Donaufazies von Interesse ist.

5.1 Niederterrassen

Im Untersuchungsgebiet sind nur wenige Reste würmzeitlicher Niederterrassen erhalten. Im südlichen Bereich des Lechtals unterhalb von Augsburg konnten Terrassen dem Hoch- und dem Spätwürm zugeordnet werden (Abb. 6), während im Lechmündungsgebiet alle Niederterrassen vollständig ausgeräumt wurden. Im Schmuttertal, am westlichen Lechtalrand, kartierte SCHELLMANN (in Druckvorb. a, in Druckvorb. b) jeweils eine spät- und eine hochwürmzeitliche Niederterrasse.

Im Donautal ist unterhalb der Lechmündung eine spätglaziale Niederterrasse vorhanden (Abb. 8). Oberhalb kartierten KROEMER et al. (in Vorb.) drei würmzeitliche Donauterrassen, die außerhalb des Untersuchungsgebietes liegen. Die östlichste dieser Niederterrassen, die hochwürmzeitliche NT 1, wird hier von holozänen Lechablagerungen begrenzt (vgl. Kap. 5.3.2.1).

5.1.1 Hochwürmzeitliche Niederterrasse (NT 1)

Eine hochwürmzeitliche Terrasse ist im Untersuchungsgebiet nur unterhalb des Anstiegs zur Langweider Hochterrasse erhalten. Von Letzterer ist die Niederterrasse durch einen steilen Geländeabfall von ca. 7 m getrennt. Das nördliche Areal der Niederterrasse erstreckt sich als schmale Leiste über etwa 3,5 km Länge vom Norden Langweids bis nach Stettenhofen und ist maximal 500 m breit. Der südliche Terrassenrest von nur etwa 450 m Länge und bis zu 80 m Breite liegt zwischen Stettenhofen und Gersthofen (Abb. 6). Die Oberfläche der Terrasse liegt 1 bis 3 m über der holozänen Lechaue. Rinnen sind auf den relativ kleinen Terrassenrelikten nicht erkennbar.

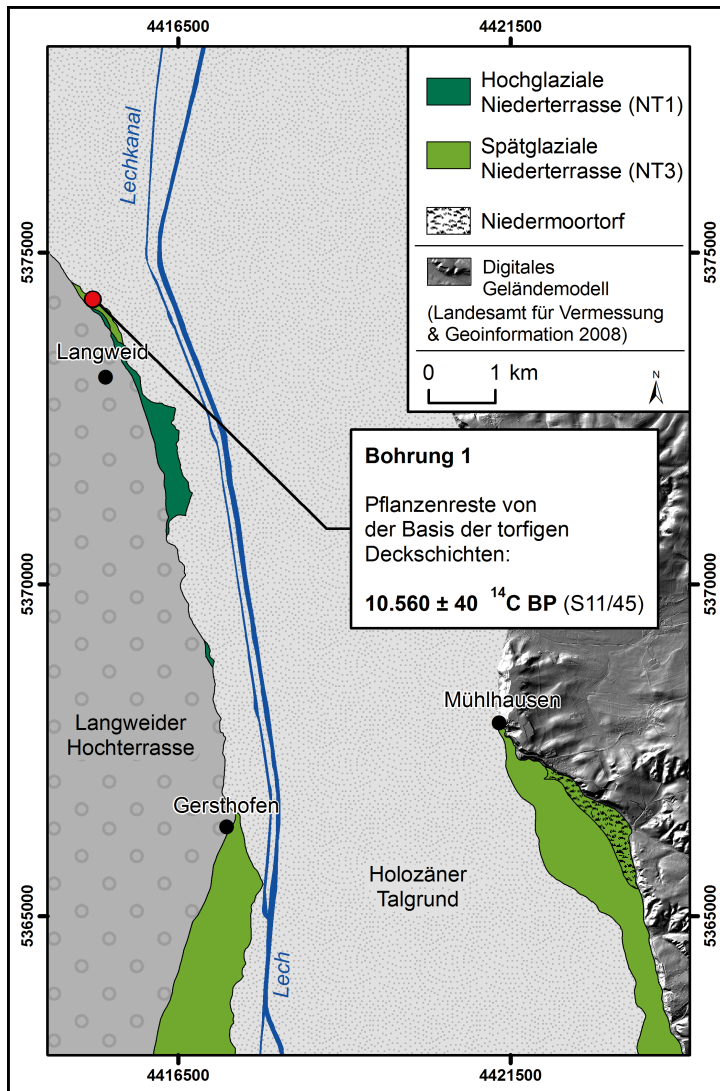


Abb. 6: Würmzeitliche Terrassen im südlichen Abschnitt des Lechtals.

die Ausmündung von pleistozänen Dellentälchen der Langweider Hochterrasse auf dem Terrassenniveau.

Am westlichen Rand des Schmuttertals kartierte SCHELMANN (in Druckvorb. a, in Druckvorb. b) mehrere schmale Terrassenleisten, für die er eine Bildung im Würm-Hochglazial annimmt, da sich deren Oberflächen 2 bis 3 m über der Schmutterraue befinden und ihnen am Ausgang von Kerb- und Dellentälern des angrenzenden Talhanges zahlreiche Schwemmfächer aufliegen. Die Basis des bis zu 9,5 m mächtigen Kieskörpers liegt hier ähnlich tief wie im Bereich der angrenzenden holozänen Schmutterraue.

5.1.2 Spätwürmzeitliche Niederterrasse (NT 3)

Im Lechtal ist eine spätwürmzeitliche Niederterrasse durch die holozäne Ausräumung in mehrere Areale aufgeteilt. Im äußersten Süden des Untersuchungsgebietes sind

Nach Schichtenverzeichnissen von elf Bohrungen liegt die Quartärbasis im Bereich der Niederterrasse südlich von Langweid in einer Tiefe von 7 bis 9,6 m unter Flur und somit in ähnlicher Tiefenlage wie die Quartärbasis im holozänen Lechtalboden (Abb. 39). Aufschlüsse fehlen auf der Niederterrasse. Aufliegende Auenmergel sind hier selten mächtiger als 1 m, oftmals fehlen sie auch vollständig. Sowohl auf Kiesen als auch auf Mergeln dominieren neben Rendzinen anmoorige Böden.

Diese Niederterrasse im Lechtal kann aufgrund ihrer Höhenlage über der spätwürmzeitlichen Niederterrasse und unterhalb der Langweider Hochterrasse dem Würm-Hochglazial zugerechnet werden. Dafür spricht ebenfalls

zwei spätglaziale Terrassenreste am östlichen und westlichen Rand des jungquartären Talgrundes erhalten. Sie sind beide einige hundert Meter breit und keilen dort aus, wo sich das Lechtal – nördlich Gersthofen im Westen und bei Mühlhausen im Osten – deutlich verengt (Abb. 6). Ein weiterer, sehr schmaler Rest dieser Terrasse befindet sich nördlich von Langweid unterhalb der hochwürmzeitlichen Niederterrasse bzw. der Langweider Hochterrasse. Hier und am östlichen Talrand liegen die spätglazialen Terrassenareale teilweise nur wenige Dezimeter höher als die angrenzende altholozäne Lechterrasse. Das westliche Terrassenareal bei Gersthofen setzt sich mit einer deutlichen Geländestufe von bis zu 1,5 m Höhe von der jungholozänen Talaue ab.

Im Bereich der NT 3 im südöstlichen Lechtalboden beträgt die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen in Bohrungen 4 bis 6 m. Dagegen schwankt die Quartärbasis bei Gersthofen meist zwischen 9 und 11 m u. GOK. Sie liegt hier in einer ähnlichen Tiefenlage wie in der angrenzenden Langweider Hochterrasse, was darauf hinweisen könnte, dass dieses Niederterrassenareal teilweise von der Liegendfazies der Hochterrassenkiese unterlagert wird (SCHIELEIN & SCHELLMANN in Druckvorb. d). Aus dem Bereich der NT 3 nördlich von Langweid liegen keine Informationen über die Quartärbasis vor. Aufgrund fehlender Aufschlüsse auf den spätglazialen Terrassenresten im Lechtal sind keine Aussagen über die Schichtung des Kieskörpers möglich. Die Deckschichten auf der spätglazialen Niederterrasse sind meist nur einige Dezimeter mächtig, teilweise reichen die Kiese bis an die Geländeoberfläche. Daraus haben sich vor allem anmoorige Böden und Rendzinen entwickelt. In der Senke der spätwürmzeitlichen Terrasse am östlichen Talrand ist außerdem Niedermoortorf verbreitet (Abb. 6).

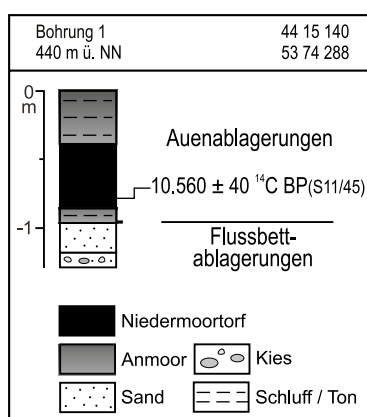


Abb. 7: Sondierbohrung (Bohrung 1) auf der spätwürmzeitlichen Niederterrasse (NT 3) im südlichen Abschnitt des Lechtals. Aufnahme durch R. Beer. Zur Lage der Bohrung siehe Abb. 6.

Nördlich von Langweid wurde die Basis einer Torflage unter anmoorigen Auenmergeln mit der AMS ¹⁴C-Methode datiert (Abb. 7). Ein Pflanzenhäcksel (S11/45, Tab. 8) in 0,83 m Tiefe erbrachte ein Alter von 10.560 ± 40 ¹⁴C BP. Dies stellt ein Mindestalter für den Kieskörper dieser Terrasse dar. Die beiden südlichen Terrassenreste können bisher nur morphostratigraphisch als NT 3 eingestuft werden. Das Areal bei Gersthofen stellt den nördlichsten Teil der „Oberhausener Niederterrasse“ dar, für die von SCHÄFER (1957) eine Bildung im Würm-Spätglazial angenommen wurde.

Die spätwürmzeitlichen Terrassenreste im Schmuttertälchen liegen ca. 1 m über der Schmutterraue. Die Quartärbasis in diesem Bereich kann bis in 9 m Tiefe u. GOK und somit in ein ähnliches Niveau wie unter der Schmutterraue reichen. Die Entstehung der spätglazi-

alen Terrasse begann hier nach ¹⁴C-Datierungen aufliegender Torfe schon vor dem Bølling-Interstadial und dauerte wahrscheinlich bis zum Ausgang der Jüngerer Dryas an (SCHELLMANN in Druckvorb. a, in Druckvorb. b).

Am südlichen Rand des Donautals ist eine spätwürmzeitliche Terrasse erhalten, deren Oberfläche etwa 3 m über dem nördlich angrenzenden holozänen Talgrund und 5 bis 7 m unter dem Niveau der Rainer Hochterrasse liegt. An ihrem südlichen Rand besitzt diese Terrasse eine teilweise mehrere hundert Meter breite vermoorte Randsenke, in die das Tal der Kleinen Paar und ein periglaziales Dellental von der Rainer Hochterrasse ausmünden (Abb. 8). Die Terrassenoberfläche wird von einer bis zu 100 m breiten und bis zu 3 m tiefen, mäandrierenden Rinne talparallel durchzogen. Sie beginnt am Ostrand einer künstlichen Aufspülung bei Mittelstetten und endet nördlich von Burgheim an einem jungholozänen Donaumäander. Diese Rinne könnte die Fortsetzung des periglazialen Dellentals aus der Rainer Hochterrasse sein, was bedeuten würde, dass die spätglaziale Terrasse noch unter kaltzeitlichen Bedingungen von einem Bachlauf aus dem Dellental zerschnitten wurde.

Im Bereich dieser Niederterrasse sind Kiesmächtigkeiten von 10 bis 14 m verbreitet. Die Quartärbasis reicht hier also deutlich tiefer als im südlichen Arbeitsgebiet. Die Basis der angrenzenden Rainer Hochterrasse liegt einige Meter höher als unter der spätglazialen Terrasse im Donautal (Abb. 41). In acht Bohrungen wurden Feinsedimentpakete zum Teil mit Torflagen innerhalb des Kieskörpers angetroffen (Tab. 3). Dies deutet auf eine Stapelung zweier unterschiedlich alter Terrassen hin. Zu beachten ist aber, dass alle Bohrungen mit zwei erbohrten Kieskörpern am Rand der Niederterrasse zum

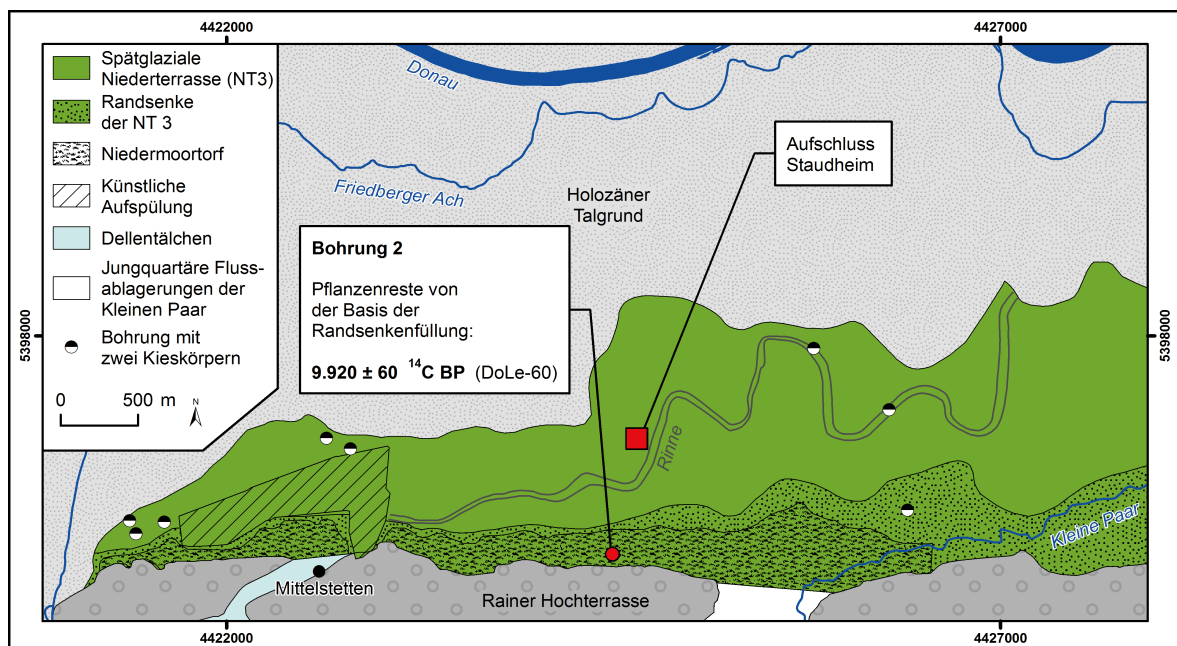


Abb. 8: Die spätwürmzeitliche Niederterrasse (NT 3) im Donautal unterhalb der Lechmündung.

Tab. 3: Bohrungen mit zwei getrennten Kieskörpern auf der spätglazialen Niederterrasse (NT 3) im Donautal unterhalb der Lechmündung. Zur Lage der Bohrungen siehe Abb. 8.

Quelle der Bohrung	Rechtswert	Hochwert	Oberkante Kieskörper 1 (OK 1)	Unterkante Kieskörper 1 (UK 1)	Torfmächtigkeit	OK 2	UK 2
Bayerisches Landesamt für Umwelt	44 25 786	53 97 910	1,60 m	7,20 m	0,1 m	7,60 m	11,60 m
Bayerisches Landesamt für Umwelt	44 26 280	53 97 511	1,10 m	2,50 m	-	4,90 m	> 6,00 m
Bayerisches Landesamt für Umwelt	44 26 385	53 96 852	0,50 m	2,80 m	-	6,00 m	> 6,50 m
Stadt Rain	44 21 583	53 967 62	1,00 m	5,70 m	0,8 m	8,50 m	> 14,00 m
Stadt Rain	44 21 393	53 967 13	1,40 m	6,80 m	0,9 m	9,50 m	> 12,2 m
Stadt Rain	44 21 367	53 96 768	0,40 m	7,40 m	0,5 m	9,70 m	> 12 m
Wasserwirtschaftsamt Donauwörth	44 22 800	53 97 260	1,10 m	7,50 m	0,7 m	8,20 m	> 9,00 m
Wasserwirtschaftsamt Donauwörth	44 22 650	53 97 320	2,00 m	6,20 m	0,6 m	8,5 m	13 m

holozänen Talgrund liegen, die meisten von ihnen zudem in einem Bereich mit einer nur vermuteten Terrassengrenze (Abb. 8). Da Lageangaben von Bohrpunkten ungenau sein können (vgl. Kap. 3.2), ist nicht auszuschließen, dass die genannten Bohrungen nicht auf der Niederterrasse abgeteuft wurden.

In der Kiesgrube Staudheim besteht der Kieskörper bis in ca. 4 m Tiefe aus horizontal- und vereinzelt troggeschichteten Fein-, Mittel- und Grobkiesen in sandiger Matrix, wobei einzelne Bänder aus Skelettschottern auftreten. Bis in 30 cm Tiefe unter Geländeoberfläche sind die Kiese stark verwittert und besitzen kreideartige Oberflächen. Unterhalb dieses Schotteranwitterungshorizontes sind Karbonatausfällungen an den Kiesunterseiten zu erkennen (Abb. 9). Die Terrassenkiese reichen außerhalb der Randsenke meist bis an die Geländeoberfläche oder werden nur von geringmächtigen Außenmergeln bedeckt. Die Randsenke verfügt über eine feinklastische, oft torfige Füllung mit einer Mächtigkeit von bis zu 7 m. In Bohrung 2 liegt diese Füllung direkt dem tertiären Untergrund auf (Abb. 10).

Für das spätglaziale Alter dieser Donauterrasse sprechen verschiedene Hinweise. Dazu gehören ihre morphostratigraphische Position und die Ausmündung des jung-



Abb. 9: Der Top des Kieskörpers der spätwürmzeitlichen Niederterrasse (NT 3) im Donautal unterhalb der Lechmündung (Kiesgrube Staudheim). Zur Lage der Kiesgrube siehe Abb. 8. Foto: P.Schielein 07/2010.

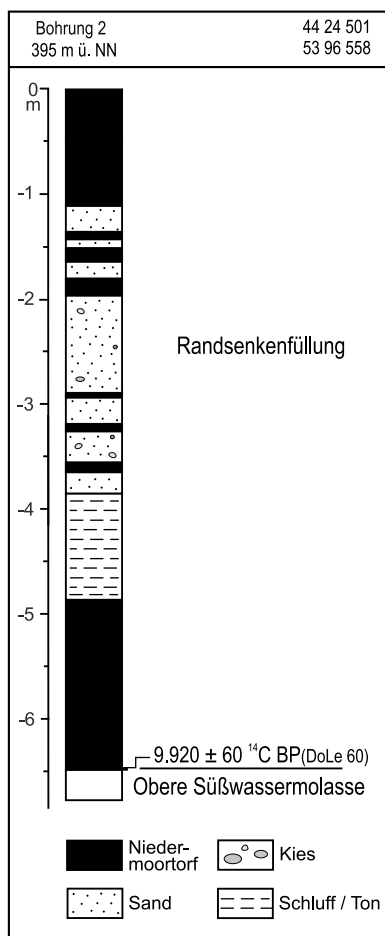


Abb. 10: Sondierungsbohrung (Bohrung 2) auf der spätwürmzeitlichen Niederterrasse (NT 3) im Donautal unterhalb der Lechmündung. Zur Lage der Bohrung siehe Abb. 8.

pleistozänen Talbodens der Kleinen Paar im Terrassenniveau. Außerdem der oberflächennahe Schotteranwitterungshorizont, der in dieser Weise jüngeren Terrassen im Untersuchungsgebiet fehlt. Die vermoorte Randsenkenfüllung wurde an der Basis datiert. Ein Pflanzenhäcksel in 6,5 m Tiefe unter GOK ergab ein Alter von 9960 ± 60 ^{14}C BP (DoLe-60, Tab. 8). Da die Vermoorung jünger ist als die fluviale Aufschotterung der angrenzenden Terrassenkiese muss die Terrasse mindestens in der Jüngeren Dryas entstanden sein.

5.2 Altholozäne Flussablagerungen

Altholozäne Flussbettablagerungen sind im Süden des untersuchten Lechtals beiderseits des rezenten Flusslaufs relativ großflächig verbreitet (Abb. 11), während sie flussabwärts, im Lechmündungsgebiet, nur an zwei Stellen als inselartige Terrassenreste erhalten sind (Abb. 15). Im Donautal unterhalb der Lechmündung treten keine altholozänen Ablagerungen oberflächlich auf. Eine Unterlagerung der mittel- bis jungholozänen Terrassen durch einen altholozänen Sockelschotter ist im Lechmündungsgebiet und dem angrenzenden Donautal jedoch sehr wahrscheinlich.

5.2.1 Altholozäne Terrasse (qha)

Die altholozäne Lechterrasse ist im südlichen Untersuchungsgebiet in zwei langgestreckte Terrassenflächen östlich und westlich des Lechs aufgeteilt (Abb. 11). Das östliche Terrassenareal von insgesamt fast 18 km Länge und meist über 1 km Breite grenzt im Süden an die spätglaziale Niederterrasse, weiter im Norden direkt an den Anstieg zur mittel- bis altpleistozänen Aindlinger Terrassentreppe. Hier liegen am Ausgang von Seitentälern teilweise kleine Schwemmfächer der Terrasse auf. Bei Rehling ist die altholozäne Terrasse durch jüngere Flussverlagerungen auf einer Strecke von ca. 1 km vollständig ausgeräumt. Bei Thierhaupten endet sie an einem mittelholozänen Mäanderbogen. Die Begrenzung dieser Terrasse zu den tieferen mittelholozänen Terrassen wird von einer maximal 1 m hohe Geländekante gebildet. Westlich des Lechs liegt die nur einige hundert Meter breite altholozäne Terrasse zwischen den Niederterrassenresten unterhalb der Langweider Hochterrasse und der jüngsten Talaue. Letztere liegt hier etwa 1 m tiefer als die Oberfläche der altholozänen Terrasse. An der Nordspitze der Langweider Hochterrasse steigt die Breite dieses Terrassenareals auf über 1 km an. Hier lag vermutlich die altholozäne Mündung der Schmutter in den Lech. Die mittel- bis jungholozäne Schmutter unterschneidet im Westen die altholozäne Lechterrasse. Teilweise sind noch deutliche Schmuttermäander erhalten und zeichnen die Grenze zwischen den Lech- und Schmutterablagerungen nach (Abb. 12). Im Osten wird dieses Areal durch eine ca. 0,5 m hohe Stufe von der atlantischen Lechterrasse (qhm1) begrenzt und endet im Norden spornartig bei Westendorf, wo sich wahrscheinlich im

Atlantikum der Zusammenfluss von Lech und Schmutter befand. In der Morphologie aller Terrassenareale sind keine Rinnensysteme erkennbar, die Rückschlüsse auf das Gerinnemuster zur Zeit der Aufschotterung zulassen würden. Die Außenränder der Terrasse zu älteren Ablagerungen verlaufen größtenteils geschwungen. Es deuten sich nur vereinzelt leichte Mäanderbögen an.

Unter dem Terrassenareal östlich des Lechs liegt die kiesige Quartärbasis nach Bohrungen meist in einer Tiefe von 5 bis 9 m u. GOK, im Bereich der altholozänen Terrasse westlich des Lechs schwankt sie zwischen 4,6 bis 7 m. Bei einzelnen Bohrungen wurden auch deutlich geringere Mächtigkeiten erreicht. Der Kies reicht häufig bis zur Geländeoberfläche. Stellenweise liegen auf dem Kieskörper meist dezimetermächtige Auenmergel. Auf der Terrassenfläche haben sich größtenteils schwarz-braune Auenrendzinen entwickelt, während in der feinklastisch verfüllten Randsenke am südlichen Rand des westlichen Terrassenareals anmoorige Böden ausgeprägt sind und bis in ca. 2 m Tiefe Torfhorizonte auftreten (Abb. 13). In der Kiesgrube Derching im südöstlichen Untersuchungsgebiet sind die Deckschichten der altholozänen Terrasse aufgeschlossen (Abb. 14). Den obersten Horizont bildet ein dunkelbrauner, kalkhaltiger Lehm, der als gepflügter A-Horizont einer Auenrendzina anzusprechen ist. Darunter folgt ein weißer, schluffiger Kalkausfällungshorizont (Alm) mit einzelnen rostbraunen Eisenoxidschlieren und ein schwarzer, kalkfreier, leicht lehmiger Ton, der ein fossiles Anmoor darstellt. Der Kieskörper der altholozänen Terrasse liegt hier weitestgehend unter dem Grundwasserspiegel, enthielt aber drei subfossile Kiefernstämme.

Das Alter der altholozänen Terrasse ist für das Areal östlich des Lechs durch die Datierung der drei Kiefernstämme aus ihrem Kieskörper belegt. ^{14}C -Datierungen (Tab. 8) des Splintholzes der ca. 3 bis 5 m langen Stämme ergaben präboreale und boreale Alter von 9.198 ± 29 ^{14}C BP (Le11-8), 9.038 ± 21 ^{14}C BP (Le11-9) und 8.650 ± 60 ^{14}C BP (Le11-7). Es handelte sich bei diesen Kiefernhölzern zwar um Lesefunde, diese stammen jedoch aufgrund von Schleifspuren und im Splint eingelagerten Kiesen eindeutig aus dem Kieskörper. Da alle drei Stämme relativ gut intakt und ähnlich alt sind, wird eine spätere Umlagerung ausgeschlossen. Das Terrassenareal westlich des Lechs kann nicht direkt datiert, aber morpho-stratigraphisch dem altholozänen Niveau zugeordnet werden. Die ^{14}C -Datierung von der Basis der vertorften Rinnenfüllung direkt unterhalb des Anstiegs zur Langweider Hochterrasse ergab ein Alter von 2.880 ± 30 ^{14}C BP (S11/6, Tab. 8). Diese Datierung stellt ein Mindestalter für den Terrassenkörper dar, da die Rinne durch jüngere Hochwässer verfüllt wurde. Außerdem wurden auf der Terrassenoberfläche mehrere neolithische Siedlungen nachgewiesen (Denkmaldatenbank des Bayer. Landesamtes für Denkmalpflege). Diese archäologischen Befunde belegen, dass die Terrasse vor dem Neolithikum entstanden war.

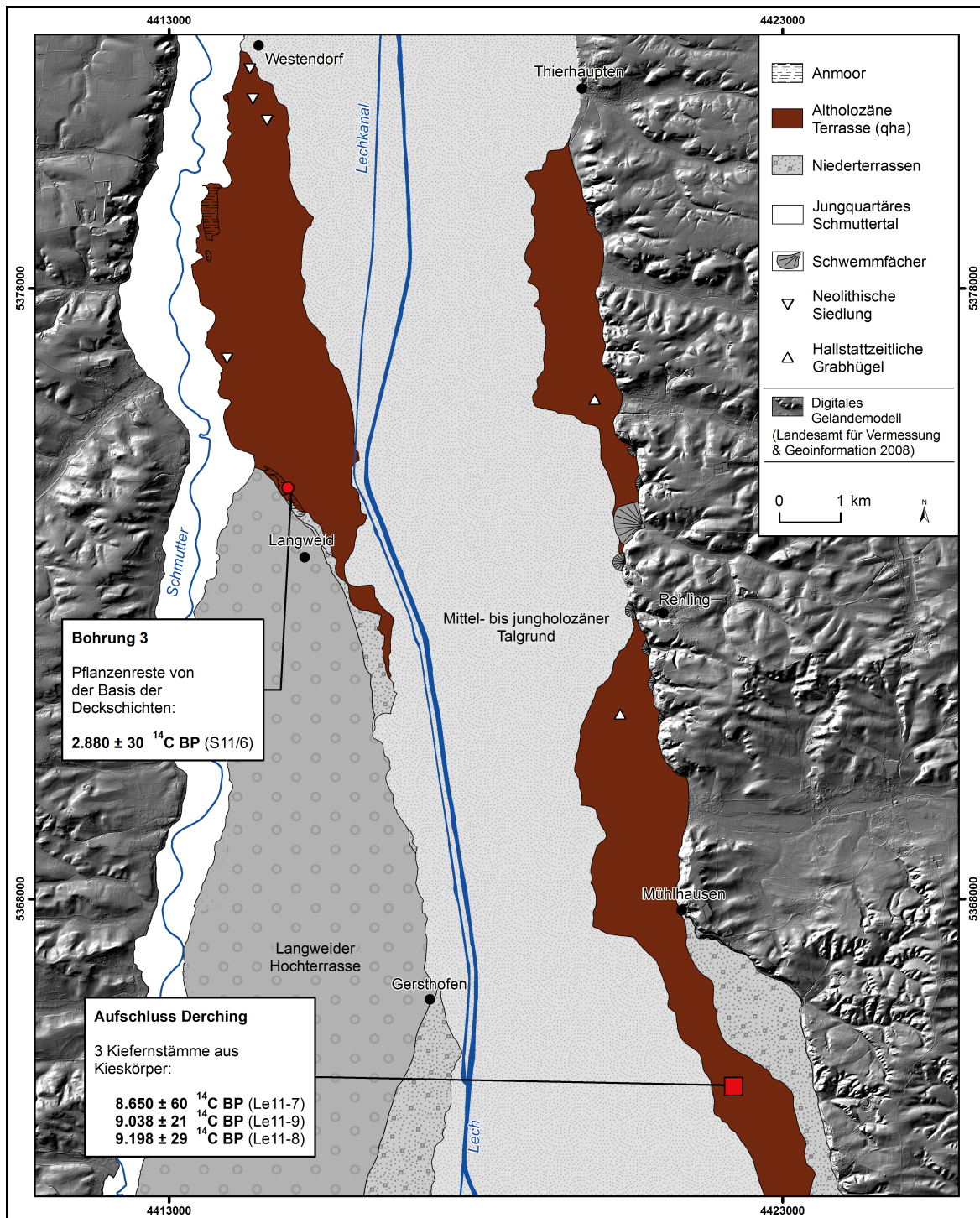


Abb. 11: Die altholozäne Terrasse (qha) im südlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes.

Etwa 6 km nördlich der beschriebenen Terrassenareale liegt ein weiterer, sehr kleiner Terrassenrest östlich des Lechs, direkt am Steilanstieg zur Rainer Hochterrasse. Seine Alterseinstufung beruht auf dem Niveauunterschied der Terrassenoberfläche von etwa 1 m zur tieferen subborealen Terrasse.

Im Lechmündungsgebiet sind zwei inselartige Terrassenreste erhalten, die dem Altholozän zugeordnet werden (Abb. 15). Ein östlicher Terrassenrest erstreckt sich in

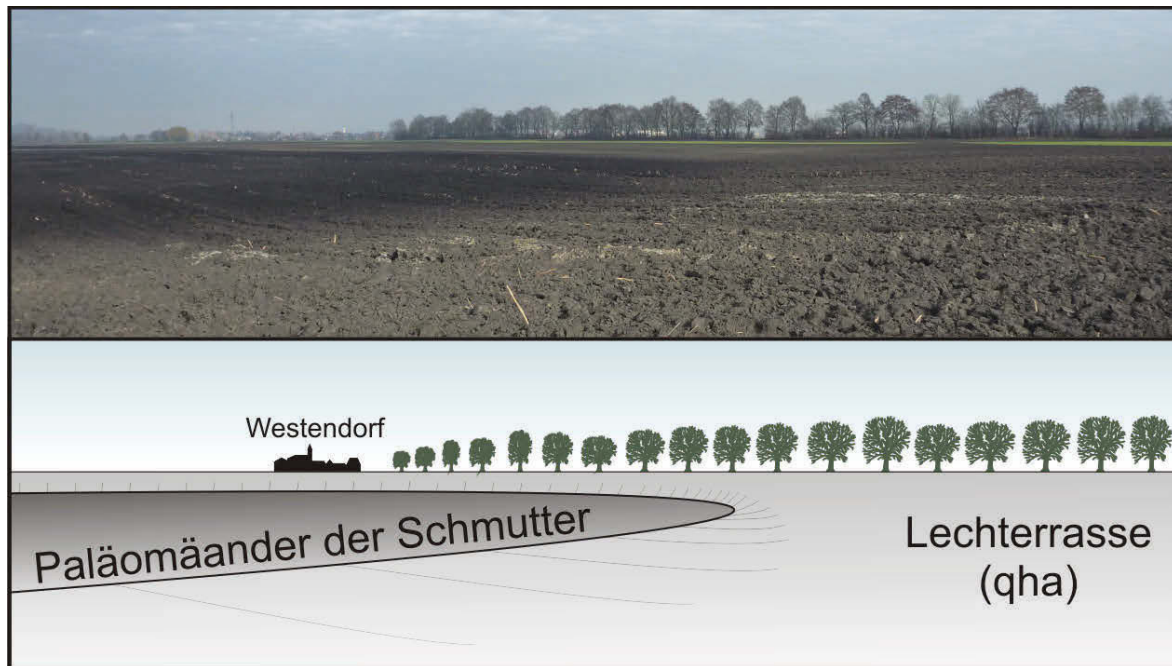


Abb. 12: Ein Paläomäander der Schmutter südlich von Westendorf begrenzt die altholozäne Lechterrasse (qha). Foto: P.Schielein 11/2011.

Süd-Nord-Richtung zwischen Hamlar und Eggelstetten, wird im Osten und Westen jeweils von Senken der mittelholozänen Lechterrasse und im Norden von mittel- bis jungholozänen Donauterrassen begrenzt. Während sich diese altholozäne Terrasseninsel an den genannten Grenzen durch eine Geländekante von bis zu 2 m Höhe von den jüngeren Ablagerungen deutlich abhebt, kann der Verlauf der Terrassengrenze im größtenteils aufgelassenen Grubenareal der Kiesgrube Eggelstetten nur vermutet werden. Südlich davon stößt ein Kiesrücken der mittelholozänen Lechterrasse direkt an die altholozäne Terrasse. Hier ist kaum ein Höhenunterschied zwischen beiden Terrassenniveaus feststellbar. Die Grenze wurde hier entlang einer deutlichen Flussrinne am Rand des mittelholozänen Kiesrückens gezogen. Im Osten der Grube Eggelstetten kann vermutlich ein sehr kleinräumiger Bereich der altholozänen Terrasse zugeordnet werden (vgl. Kap. 5.3.2.1). Der zweite altholozäne Terrassenrest liegt, getrennt von einer mittelholozänen Senke, etwa 1,5 km weiter westlich und wird fast komplett von der Ortschaft Nordheim eingenommen (Abb. 15). Da er sich auf etwa gleichem Oberflächenniveau wie das östliche Areal befindet, nehmen KROEMER et al. (in Vorb.) auch eine altholozäne Altersstellung für dieses Areal an. Auf beiden Arealen sind keine Rinnestrukturen erkennbar.

Die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen im Bereich der altholozänen Terrasse im Lechmündungsgebiet liegt nach den vorliegenden Bohrungen in einer Größenordnung von 7 bis 14 m u. GOK. Die niedrigsten Werte werden im aufgelassenen Bereich der Grube Eggelstetten erreicht. Hier ist jedoch die Terrassenabgrenzung und somit die Zuordnung der Bohrungen zur altholozänen Terrasse unsicher. Im Vergleich zur

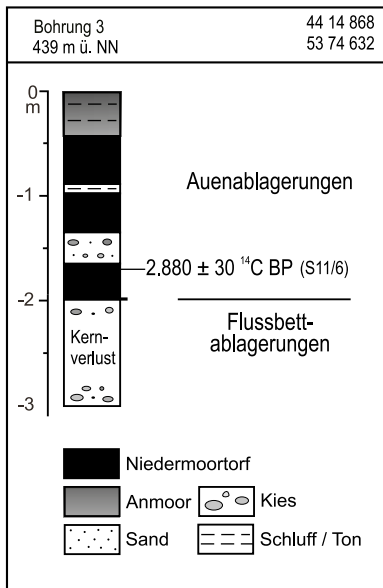


Abb. 13: Sondierungsbohrung (Bohrung 3) auf der altholozänen Terrasse (qha) im südlichen Abschnitt des Lechtals. Aufnahme durch R. Beer. Zur Lage der Bohrung siehe Abb. 11.

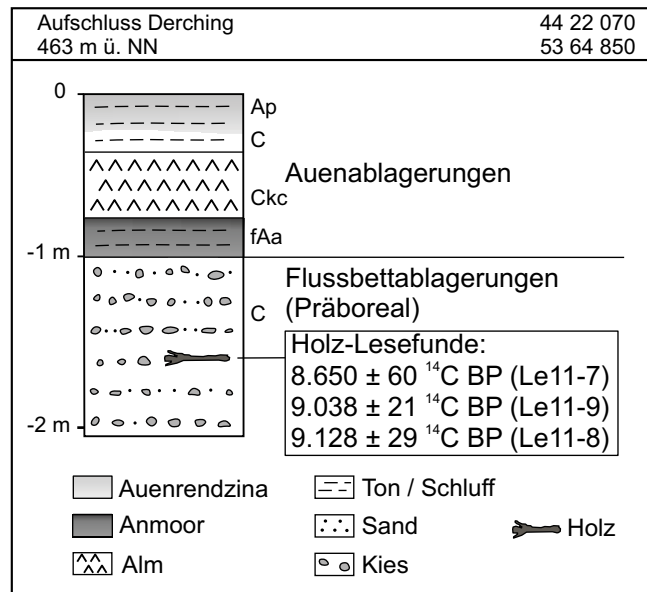


Abb. 14: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Derching auf der altholozänen Terrasse (qha). Zur Lage der Kiesgrube siehe Abb. 11.

altholozänen Terrasse im südlichen Untersuchungsgebiet liegt die Quartärbasis im Lechmündungsgebiet deutlich tiefer. Der Kieskörper reicht auch hier nur selten bis zur Oberfläche, meist ist er von Auenmergeln bedeckt, die mehrere Meter mächtig sein können. In der Kiesgrube Eisenried westlich des Flughafens Donauwörth waren die Terrassenkiese und ihre Deckschichten an mehreren Stellen bis zum Grundwasserspiegel aufgeschlossen (Abb. 16). Der in der Kiesgrube meist nur wenige Dezimeter über dem Grundwasserspiegel liegende Kieskörper ist teilweise über 10 m mächtig und reicht bis in 14 m u. GOK. Eine Geröllanalyse aus dem obersten Bereich ergab eine deutliche Dominanz alpiner Kalke (66,9 %) und Dolomite (25,7 %) im Kieskörper. Daneben sind aber auch einzelne kristalline Gerölle, Sandsteine und vor allem Malmkalke enthalten, die auf eine Herkunft aus dem Donau-Einzugsgebiet verweisen. Dieser Kieskörper entspricht somit höchstwahrscheinlich dem liegenden Sockelschotter in der Kiesgrube Eggelstetten (s.u.), der nach SCHREIBER (1985) geröllpetrographisch in einer Donau-Lech-Mischfazies ausgebildet ist.

Die kiesigen Flussbettsedimente sind von bis zu 3 m mächtigen feinklastischen Auenmergeln bedeckt. Letztere sind in 2 bis 2,5 m Tiefe durch drei schwarze, tonige Bodenhorizonte zweigeteilt (Abb. 16). Die hangenden Auenmergel sind vorwiegend schluffig und enthalten Schnecken- und Muschelschalen. Die liegenden Auenmergel besitzen hohe Feinsandanteile und zahlreiche organische Makroreste. Die schwarzen Bodenhorizonte sind durch einige Zentimeter mächtige Auenmergelbänder voneinander getrennt. Zum Teil lassen sich die beiden untersten Horizonte nicht unterschei-

den. Diese schwarzen Böden sind im Gegensatz zu den Auenmergeln relativ kalkarm und humushaltig, enthalten jedoch keine organischen Makroreste. Stellenweise können sie auch anmoorig oder torfig ausgebildet sein.

Die morphostratigraphische Einstufung der altholozänen Terrasse wird durch die Datierung von zwei Kiefernstämmen mit präborealen Altern aus dem Kieskörper in der Kiesgrube Eisenried bestätigt: 9.290 ± 60 ^{14}C BP (DoLe-21b, Tab. 8) und 9.360 ± 70 ^{14}C BP (DoLe-21a, Tab. 8). Nach der Ausbildung der Terrasse kam es durch Hochwasseraktivitäten zur Ablagerung von teilweise mehrere Meter mächtigen Hochflutsedimenten auf dem Kieskörper. Auf diesen haben sich die schwarzen Böden entwickelt, wobei die Bodenbildung durch neuerliche Einträge von Hochflutsedimenten unterbrochen wurde und so bis zu drei Bodenhorizonte entstanden sind. Die Datierung eines Holzstücks, das zwischen den beiden obersten Horizonten in 2,2 m Tiefe u. GOK eingelagert war, ergab ein Alter von 5.090 ± 60 ^{14}C BP (DoLe-26, Tab. 8), die Datierung

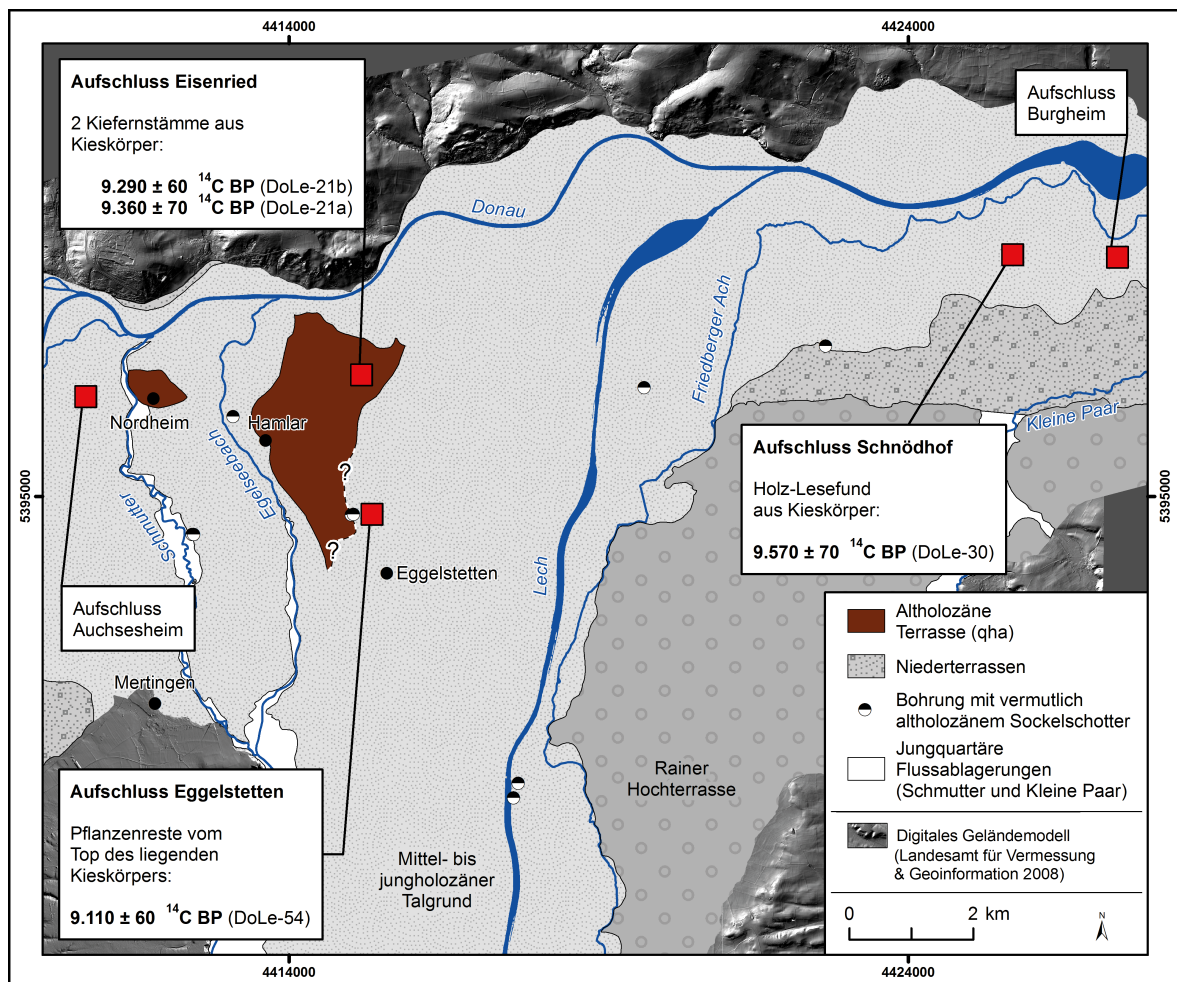


Abb. 15: Die altholozäne Terrasse (qha) im Lechmündungsgebiet.

pflanzlicher Makroreste unterhalb der schwarzen Böden ein Alter von 4.910 ± 40 ^{14}C BP (DoLe-45, Tab. 8). Dementsprechend wurden die liegenden Auenmergel vor allem im jüngeren Atlantikum, die hangenden Auenmergel seit dem Subboreal abgelagert.

5.2.2 Altholozäner Sockelschotter

Neben den altholozänen Terrassenresten an der Oberfläche gibt es im Lechmündungsgebiet Hinweise auf einen altholozänen Sockelschotter unter jüngeren Terrassen (Abb. 15). In der Kiesgrube Eggelstetten konnte ein Kieskörper mit aufliegenden Hochflutablagerungen im Liegenden der mittelholozänen Terrasse nachgewiesen werden. Er liegt unter dem Grundwasserspiegel, ist 4 bis 5 m mächtig und seine Basis reicht hier bis in 11 m Tiefe u. GOK. Schon SCHREIBER (1985) beschrieb hier eine Stapelung zweier Kieskörper. Nach seinen geröllpetrographischen Untersuchungen wird der hangende Kieskörper von Kalkgeröllen alpinen Ursprungs dominiert (Lechfazies), während der liegende eine relativ große Menge an Geröllen enthält, die untypisch für das Lechtal sind. Dazu gehören Basalte, Lydite, Sandsteine und viele Malmkalke aus der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Folglich bezeichnete SCHREIBER (1985) die lithologische Zusammensetzung des liegenden Kieskörpers als Lech-Donau-Mischfazies. Er sah diesen Kieskörper als glazifluviale Bildung an. Die Datierung von organischem Material aus dem Top des liegenden Kieskörpers erbrachte jedoch ein Alter von 9110 ± 40 ^{14}C BP (DoLe-54, Tab. 8), womit eine altholozäne Entstehung belegt ist. Die auf diesem Kieskörper liegenden Auenmergel sind stark sandig und enthalten drei schwarze Bodenhorizonte im obersten Bereich. Diese fossilen schwarzen Auenböden sind hier fast vollständig kalkfrei, stark humos und anmoorig bis torfig ausgebildet (Abb. 21). Vermutlich entsprechen sie zeitlich den fossilen schwarzen Auenböden in der Grube Eisenried (s.o.).

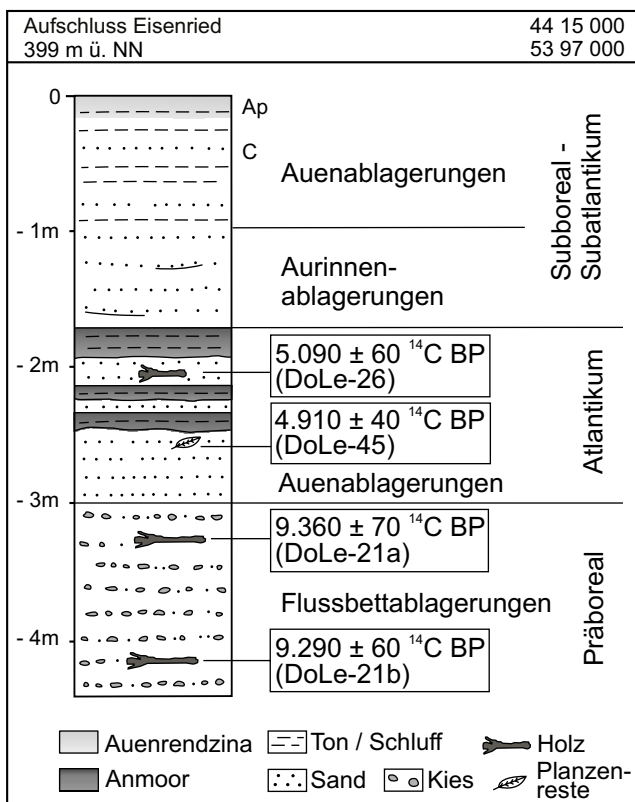


Abb. 16: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Eisenried auf der altholozänen Terrasse (qha). Zur Lage der Kiesgrube siehe Abb. 15.

Eine Stapelung zweier Kieskörper konnte auch in der Grube Auchsesheim (vgl. Kap. 5.3.2.2) nachgewiesen werden. Hier waren unter einem etwa 4 m mächtigen Kieskörper der subborealen Donauterrasse Torfe aufgeschlossen. Eine Datierung des Torfes ergab ein Alter von 4090 ± 40 ^{14}C BP (DoLe-1, Tab. 8). Der liegende Kieskörper konnte aufgrund des hohen Grundwasserspiegels hier nicht direkt beobachtet werden. Die Basis der quartären Kiese reicht nach Bohrungen in diesem Raum bis in über 10 m Tiefe u GOK.

Im Lechmündungsgebiet wurden außerdem bei weit über 100 Bohrungen in der mittel- bis jungholozänen Talaue feinklastische Sedimente innerhalb der Kieskörper angetroffen. Da Feinsedimentlinsen innerhalb von kiesigen Flussbettsedimenten relativ häufig auftreten, sind diese Bohrungen noch kein Hinweis auf eine Stapelung zweier Kieskörper. In sieben Fällen wurden jedoch zwischen den Kieskörpern mehrere Meter mächtige Feinsedimente erbohrt, die schwarze, humose oder organische Horizonte, bzw. torfige Schichten enthalten (Tab. 4). Diese werden als fossile Bodenbildungen interpretiert und als Beleg für einen zeitlichen Hiatus zwischen der Ablagerung des liegenden und des hangenden Kieskörpers an verschiedenen Stellen im Lechmündungsgebiet gewertet (Abb. 15). In einer Bohrung (Tab.4) aus der subborealen Terrasse unterhalb der Lechmündung folgen unter dem subborealen Kieskörper zwei weitere Kieskörper, die jeweils durch Feinsedimente und Torfe voneinander getrennt sind. Die Mächtigkeit des mittleren Kieskörpers beträgt nur 1,3 m. Unter der Annahme, dass es sich bei dem untersten Kieskörper um den altholozänen Sockelschotter handelt, entstand der mittlere Kieskörper vermutlich im Atlantikum. In einigen weiteren Bohrungen fehlen die zwischengeschalteten Feinsedimente. Die Kieskörper werden hier nur von dezimetermächtigen Torflagen geteilt, wobei es sich auch um umgelagerte Torfschollen innerhalb eines einheitlichen Kieskörpers handeln könnte. Diese Bohrungen können daher keinen sicheren Hinweis auf einen Sockelschotter geben.

Der Sockelschotter dürfte entsprechend der Befunde aus der Grube Egelstetten (s.o.) im Präboreal entstanden sein. Dafür spricht auch ein präborealer Kiefernstamm (DoLe-30), der aus der Grube Schnödhof im jungholozänen Donautal unterhalb der Lechmündung geborgen wurde. Laut Baggerführer soll er von der Basis der etwa 10 m mächtigen quartären Kiese stammen. Jedoch könnte dieser Stamm auch umgelagert sein. In dieser Grube und in der Grube Burgheim, etwa 2 km flussabwärts in der jungholozänen Talaue, traten nämlich noch weitere Holz-Lesefunde auf, deren Alter sehr stark streuen (KROEMER, mündl. Mitteilung). Insofern ist eine spätere Umlagerung für diese Lesefunde wahrscheinlich. Ein Sockelschotter im Liegenden jüngerer Terrassen könnte zum Teil auch aus dem Spätglazial stammen, da auch innerhalb der NT 3 im Donautal ein liegender Kieskörper erbohrt wurde, der durch Feinsedimente und Torfschichten von den hangenden Terrassenkiesen getrennt ist (vgl. Kap. 5.1.2).

Tab. 4: Bohrungen mit einem vermutlich altholozänen Sockelschotter im Lechmündungsgebiet.
Zur Lage der Bohrungen siehe Abb. 15.

Quelle der Bohrdaten	Rechts- / Hochwert	Oberkante Kieskörper 1 (OK 1)	Unterkante Kieskörper 2 (UK 1)	Torf-mächtigkeit	OK 2	UK 2	OK 3	UK 3
Wasserwirtschaftsamt Donauwörth	44 13 092 53 96 290	1,50 m	3,10 m	1,2 m	4,30 m	> 5 m		
Kieswerk Klausers-Wensauer	44 15 001 53 94 704	0,40 m	3,50 m	0,6 m	5,50 m	9,50 m		
Kieswerk Klausers-Wensauer	44 15 040 53 94 714	0,40 m	3,20 m	0,9 m	5,50 m	10,40 m		
ZWFW ¹	44 19 733 53 96 758	2,50 m	5,50 m	3,7 m (Schluff mit Torf)	9,20 m	14,40 m		
BAW ²	44 17 622 53 90 141	1,70 m	6,50 m	1,5 m	8,00 m	9,80 m		
Gemeinde Asbach-Bäumenheim	44 12 430 53 94 389	0,40 m	4,00 m	1,5 m	7,30 m	13,50 m		
Gemeinde Asbach-Bäumenheim	44 12 457 53 94 387	0,50 m	2,40 m	1,6 m	8,00 m	13,70 m		
Wasserwirtschaftsamt Donauwörth	44 22 660 53 97 430	1,80 m	4,60 m	obere Lage: 0,2 m untere Lage: 0,4 m	5,7 m	7,0 m	8,2 m	12,5 m

¹ Zweckverband Wasserversorgung Fränkischer Wirtschaftsraum (Nürnberg)² Bayerische Elektrizitätswerke GmbH (Augsburg)

5.3 Mittelholozäne Terrassen

Im unteren Lech- und angrenzenden Donautal sind mittelholozäne Flussablagerungen weit verbreitet (Abb. 17, Abb. 18). Dabei lassen sich zwei Terrassen unterscheiden. Die ältere mittelholozäne Terrasse entstand vermutlich im Atlantikum, die jüngere im Subboreal. Während Letztere den Talboden des Lechmündungsgebietes dominiert, ist die atlantische Terrasse nur im südlichen Bereich des untersuchten Lechtals erhalten.

5.3.1 Atlantische Terrasse (qhm1)

Die atlantische Terrasse tritt im Untersuchungsgebiet nur im südlichen Abschnitt des Lechtals auf (Abb. 17). Einzelne Terrassenreste sind hier westlich und östlich des Lechlaufes erhalten und liegen jeweils etwa 0,5 m tiefer als die altholozäne und 1 m höher als die subboreale Terrasse. Im östlichen Talgrund ist die Terrasse durch spätere Erosion in zwei Areale getrennt. Das südliche Areal füllt fast komplett einen kleinen (ca. 300 x 800 m), leicht mäandergeformten Zwickel aus, der in die altholozäne Terrasse eingeschnitten ist, aber im Norden selbst von einem jüngeren Mäanderbogen erodiert wurde. Das nördliche, mehrere hundert Meter breite Areal begrenzt die altholozäne Terrasse über 2 km diagonal bis zum Talrand bei Oberach. Hier liegt auf der Terrasse ein kleiner Schwemmfächer aus einem Seitental. Auf der gegenüberliegenden Talseite setzt die atlantische Terrasse erst weiter nördlich ein und erstreckt sich in einem meist 1 bis 1,5 km breiten Streifen 10 km diagonal nach Nordwesten, wo sie vom jüngeren Schmuttertal unterschritten wurde. An ihrem nördlichen Ende befand sich während des Subboreals vermutlich der Zusammenfluss von Lech und Schmutter. Die Außengrenzen der atlantischen Terrasse weisen an manchen Stellen Mäanderformen auf. Die Oberfläche ist hingegen meist frei von Rinnen (v.a. im Westen) oder verfügt nur über kleine Rinnensysteme (v.a. im Osten), die wahrscheinlich keine Paläoflussbetten darstellen sondern durch Hochwasser und junge Bachläufe entstanden sind.

Bezüglich der Quartärmächtigkeiten im Bereich der atlantischen Terrasse liegen nur Informationen für das Terrassenareal westlich des Lechs vor. Nach Bohrungen schwankt hier die Quartärmächtigkeit stark von 5 bis über 10 m. Deckschichten sind oft nur einige Dezimeter mächtig, teilweise steht der Kies oberflächlich an. In einzelnen Bohrungen kann die Kiesoberkante auch mehrere Meter unter der Oberfläche liegen, was zum einen auf anthropogene Auffüllungen zurückzuführen ist und zum anderen auf verfüllte Rinnen, die jedoch morphologisch nicht erkennbar sind. Zum Schichtungsbild der atlantischen Terrasse liegen mangels Aufschlüsse keine Informationen vor.

Der Ablagerungszeitraum der Terrassenkiese kann nicht absolut datiert, sondern nur relativ bestimmt werden. Die Römerstraße *Via Claudia* sowie weitere römerzeitliche Bodendenkmäler auf der atlantischen Terrasse westlich des Lechs belegen ein

prä-römerzeitliches Bildungsalter. Auf dem östlichen Terrassenareal sind südlich von Oberach außerdem eisenzeitliche Grabhügel der Hallstattkultur nachgewiesen worden

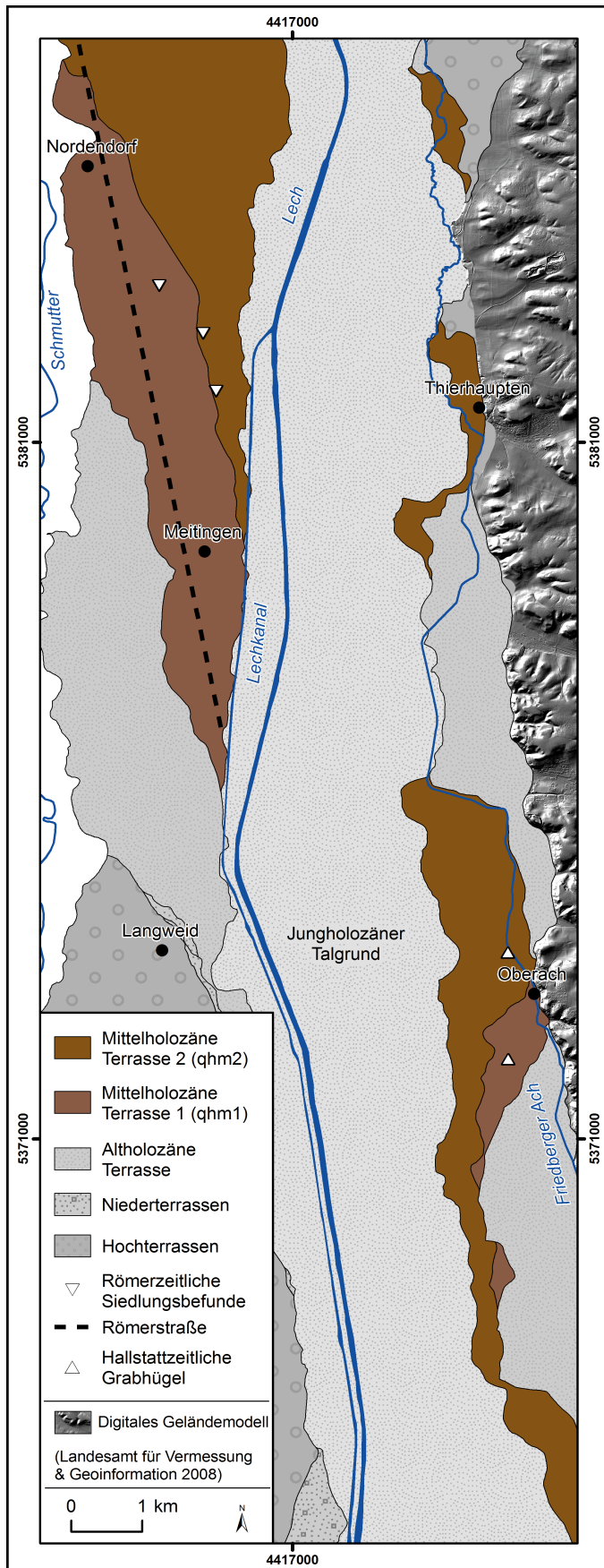


Abb. 17: Die mittelholozänen Terrassen (qhm1 und qhm2) im südlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes.

(Denkmaldatenbank des Bayer. Landesamtes für Denkmalpflege: 11E-2007-55267-1_0-0). Aufgrund der archäologischen Befunde und der morphostratigraphischen Lage zwischen den numerisch datierten Flussablagerungen aus dem Altholozän (Präboreal / Boreal) und dem Subboreal kann die Bildung der Terrasse generell in das Atlantikum gestellt werden.

5.3.2 Subboreale Terrasse (qhm2)

Die subboreale Terrasse des Lechs dominiert das Lechmündungsgebiet, während Donauterrassen subborealer Altersstellung oberhalb der Lechmündung nur kleinräumig verbreitet sind. Die Terrassen der beiden Flüsse unterscheiden sich morphologisch voneinander, wobei die Morphologie der Donauterrassen unterhalb der Lechmündung deutlich vom Lech beeinflusst ist. Im folgenden Abschnitt werden die Terrassen der beiden Flüsse getrennt betrachtet.

5.3.2.1 Subboreale Lechterrasse

Im südlichen Abschnitt des Lechtals ist die subboreale Terrasse nur östlich des Lechs erhalten (Abb. 17). Sie erstreckt sich als schmales Terrassenareal mit einer maximalen Breite von bis zu 1 km vom Südrand des Untersuchungsgebietes über 13 km Länge bis nördlich von Oberach. Weiter talabwärts sind zwei weitere, kleinere Terrassenareale am Rand des jungquartären Lechtals erhalten. Die subboreale Lechterrasse wird im südlichen Talabschnitt meist durch eine nur 0,5 m hohe Kante zur tieferen jungholozänen Terrasse 1₁ (qhj1₁) begrenzt. Deutlichere Niveauunterschiede treten dort auf, wo die subboreale Terrasse von jüngeren Mäandern unter schnitten wird. Die Oberfläche der Terrassenareale östlich des Lechs ist wenig reliefiert und zeigt hier keine deutlichen Rinnenstrukturen. An der Außengrenze der Terrasse treten vereinzelt Mäanderbögen auf – zum Beispiel nördlich von Thierhaupten.

Westlich des Lechs erstreckt sich die subboreale Terrasse über ca. 18 km von Meitingen nach Norden bis in das Donautal (Abb. 18). Etwa ab Nordendorf nimmt sie beinahe das gesamte westliche Lechtal ein. Im Osten wird sie von jungholozänen Terrassen begrenzt, die den rezenten Lechlauf begleiten und sich teilweise mit ausgeprägten Mäanderbögen in die subboreale Terrasse eingeschnitten haben. Am westlichen Talrand hat die Schmutter ein eigenes Tal geschaffen, das sich streckenweise mit einer bis maximal 1 m hohen Unterschneidungskante von den subborealen Lechablagerungen absetzt.

Das Oberflächenrelief der subborealen Lechterrasse prägen mehrere hundert Meter breite langgestreckte Rücken, die parallel zum Lech verlaufen und auf denen sowohl mäandrierende als auch verzweigte Flussrinnen erhalten sind. Die Oberflächen dieser

Rücken liegen alle in einem ähnlichen Niveau. Sie sind durch bis zu einem Kilometer breite und etwa 1 bis 2 m tiefer gelegene Senken getrennt. Diese morphologische Aufteilung der Terrasse wurde bereits von GROTTENTHALER (unveröffentlichte Manuskriptkarte des LfU) festgestellt und entspricht weitgehend der faziellen Gliederung von SCHREIBER (1985).

Die subboreale Terrasse kann in zwei Bereiche aufgeteilt werden. Der westliche ist vermutlich älter als der östliche Terrassenbereich und nur oberhalb der Lechmündung erhalten, wo er kegelartig in das Donautal hineinreicht. Südlich davon, im Lechtal nimmt der westliche Bereich nur einen schmalen Streifen zwischen dem Schmuttertäl und der Randsenke des östlichen Terrassenbereichs ein. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass der Terrassenstreifen im Lechtal eine eigenständige Bildung darstellt. Eine mögliche Grenze zum nördlich anschließenden Terrassenbereich liegt südlich von Mertingen, dort wo der Egelseebach von der Schmutter abgeleitet wird (s.u.).

Der westliche Terrassenbereich breitet sich mit Eintritt in das Donautal großflächig aus. Die Lechablagerungen enden hier ca. 14 km talaufwärts der heutigen Lechmündung. Im Nordwesten werden sie vom jungholozänen Talgrund der Zusan begrenzt, im Südwesten von einer Niederterrasse der Donau. Beide liegen 1 bis 2 m tiefer als die Oberfläche der Kiesrücken in der subborealen Lechterrasse. Im Senkenbereich ist kaum ein Niveauunterschied feststellbar. Teilweise verzahnen sich die Hochflutablagerungen der Zusan und die feinklastischen Sedimente in den subborealen Senken, so dass beide Einheiten nicht eindeutig zu trennen sind. KROEMER et al. (in Vorb.) stellten die angrenzende Donauterrasse in das Würm-Hochglazial. Sie gehen hier von einer teilweisen Ausräumung der Donauablagerungen durch den subborealen Lech aus, vermuten aber auch eine Stapelung der Lechablagerungen auf der Niederterrasse der Donau. Das westliche Areal der subborealen Lechterrasse umfasst drei Kiesrücken, auf denen sich die Ortschaften Heißesheim, Auchsesheim, Asbach-Bäumenheim und Teile von Mertingen befinden. Die Oberfläche der Kiesrücken besitzt in un bebauten Gebieten teils mäandrierende, teils verzweigte Rinnen. Die zwischen den Kiesrücken liegenden, bis zu 2 m tieferen Senken sind teilweise vermoort (KROEMER et al. in Vorb.). Der östlichste Kiesrücken wird von der Schmutter zerschnitten. Dieser Abschnitt des Schmuttertals entstand vermutlich erst nachdem der Schmutterlauf anthropogen umgeleitet wurde. Zuvor floss die Schmutter höchstwahrscheinlich in der östlich gelegenen Senke. Für diese Annahme spricht die Aufspaltung des Schmuttertals südlich von Mertingen in zwei Arme und die deutlich größere Ausdehnung des östlichen Talbodens, der in die Randsenke mündet (Abb. 18). Heute fließt dort der Egelseebach, der an einem Wehr von der Schmutter abgeleitet wird. Der Nachweis einer anthropogenen Umleitung ist jedoch nicht gegeben. Es ist denkbar, dass bereits die Römer für eine derartige Umleitung verantwortlich waren. Sie unterhielten auf einem Geländesporn über dem Schmuttertäl ein Kastell (ULBERT 1959).

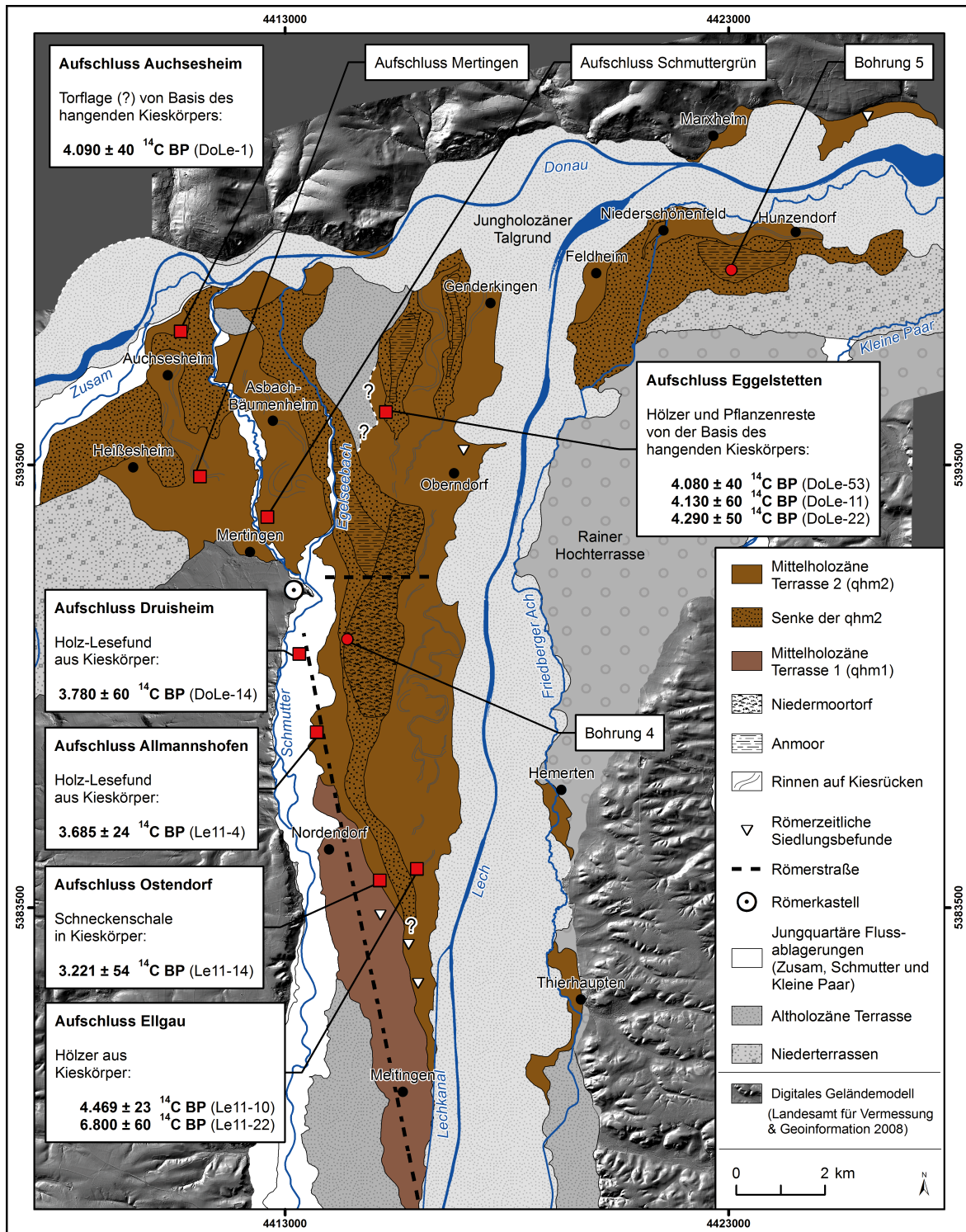


Abb. 18: Die mittelholozänen Terrassen (qhm1 und qhm2) im Lechmündungsgebiet.

Das östliche, vermutlich jüngere Areal der subborealen Lechterrasse erstreckt sich über die komplette Länge der subborealen Ablagerungen. Dabei wird eine höherliegende Terrassenfläche im Osten fast durchgehend von einer Senke begleitet, die die beiden Terrassenareale trennt (Abb. 18). Diese Senke erstreckt sich talparallel fast über die komplette subboreale Terrasse im Lechtal und kann daher als Randsenke des öst-

lichen Arealen bezeichnet werden. Im südlichen Talabschnitt ist diese Senke nur etwa 0,5 m tief und einige hundert Meter breit. Südlich von Ellgau ist ihr Verlauf morphologisch kaum zu fassen und die Abgrenzung der beiden Terrassenareale kann hier nur vermutet werden. Weiter nördlich dehnt sie sich hingegen bis auf eine Breite von 2 km aus und liegt meist 2 m tiefer als die angrenzende Terrassenfläche. Sie ist feinklastisch verfüllt und südlich von Oberndorf großflächig vermoort. Randlich gehen die Torfe in Anmoore über (Abb. 22: Bohrung 4). Auf der Terrassenfläche stehen dagegen Kiese meist oberflächlich an. Zwischen Ellgau und Oberndorf ist eine deutliche Rinne mit ausgeprägten Mäanderbögen und einzelnen Verzweigungen erhalten. Im nördlichen Bereich der Terrassenfläche, etwa am Übergang in das Donautal, ist diese Rinne nicht mehr zu verfolgen. Hier verlaufen stattdessen mehrere kleine Rinnen parallel zueinander, von denen zwei in die beiden nördlich anschließenden Senken münden. Nördlich von Eggelstetten teilt sich die Terrassenfläche morphologisch in diese beiden Senken und drei Kiesrücken auf. Auf dem westlichen Rücken liegt das Grubenareal Eggelstetten, wo die Grenze zur altholozänen Terrasse vermutet wird. Nördlich des Grubenareals keilt der westliche Kiesrücken aus und die Senke grenzt direkt an die altholozäne Terrasse. Auf dem zentralen Rücken befindet sich wiederum eine mäandrierende und teilweise auch verzweigte Rinne, die unvermittelt an der westlich gelegenen Senke einsetzt. Am nördlichen Ende dieses Rückens verzahnt sich die subboreale Lechterrasse mit einer Donauterrasse gleichen Alters. Hier lag vermutlich im Subboreal ein Zusammenfluss von Lech und Donau. Der östlichste Rücken endet im Norden des Ortes Genderkingen an der Unterschneidungskante eines jungholozänen Paläomäanders der Donau.

Im südlichen Lechtalabschnitt sind keine Aufschlüsse vorhanden, die Aussagen über den Aufbau der subborealen Terrasse ermöglichen. Nach Bohrungen liegt die Quartärmächtigkeit hier meist bei 5 m. Vereinzelt werden Werte von bis zu 9 m erreicht. Die aufliegenden Auenmergel sind selten mächtiger als 1 m.

Auch weiter nördlich besitzt die Quartärbasis im Bereich der subborealen Terrasse Schwankungen von mehreren Metern. Sie kann lediglich in einer Tiefe von ca. 8 m u. GOK liegen, aber auch bis in eine Tiefe von ca. 12 m u. GOK hinabreichen. Im Lechmündungsgebiet werden sogar Werte von 10 bis 14 m u. GOK erreicht. Hier gibt es jedoch in mehreren Bohrungen und im Aufschluss Eggelstetten Hinweise für eine Stapelung unterschiedlich alter Flussbettsedimente (s.o.). In den Bohrungen auf der subborealen Terrasse, in denen eine Stapelung zweier Kieskörper auftritt, schwankt die Mächtigkeit des hangenden Kieskörpers zwischen 2 und 6 m. Dementsprechend dürfte eine deutlich tiefere Quartärbasis auf einen älteren Sockelschotter hindeuten (vgl. Kap. 5.2.2). Die Deckschichten sind auf den Kiesrücken oft nur einige Dezimeter mächtig oder fehlen völlig. Die feinklastischen Füllungen im Bereich der Senken können dagegen bis zu 5 m mächtig sein.

Die Kiesgrube Ostendorf liegt am westlichen Rand der subborealen Terrasse im Lechtal etwa 17 km oberhalb der Mündung. Sie befindet sich auf dem schmalen Kiesrücken, der vermutlich zum westlichen Terrassenareal gehört (Abb. 18). Der Kieskörper ist hier bis in ca. 3 m Tiefe aufgeschlossen und weist eine schwach großbogige Schrägschichtung auf (Abb. 19). Meist befinden sich die Kiese in einer sandigen Matrix. Vereinzelt können Bänder aus Skelettschottern auftreten, die teilweise Schneckenschalen enthalten. Auf dem Kieskörper liegen etwa 65 cm mächtige, sandige Deckschichten. Aus diesen hat sich eine dunkelbraune Rendzina entwickelt, deren gepfügter A-Horizont bis in ca. 40 cm Tiefe reicht. In etwa 1 m Tiefe haben sich an den Unterseiten der Kiese Kalkausfällungen gebildet (Abb. 19).

Die Kiesgrube Ellgau befindet sich etwa 1 km östlich der Kiesgrube Ostendorf auf dem östlichen Terrassenareal und wird von einer Rinne durchzogen (Abb. 18). Der Kieskörper liegt hier größtenteils unter dem Grundwasserspiegel. An seinem Top sind die karbonatischen Kiese leicht verwittert und besitzen stellenweise eine kreidige Oberfläche. Dieser Schotteranwitterungshorizont ist etwa 10 cm mächtig. Die sandig-lehmigen Hochflutablagerungen auf dem Kieskörper sind bis zu 1,8 m mächtig. Der gepfügte Oberboden einer dunkelbraunen Rendzina reicht bis in ca. 20 cm Tiefe, darunter folgen als Ausgangssubstrat stark kalkhaltige Auenmergel. An deren Basis sind die Reste eines schwarzen, kalkfreien Anmoor-Horizontes erhalten (Abb. 20).

Die Kiesgrube Eggelstetten befindet sich auf einem Kiesrücken des östlichen Areals der subborealen Terrasse im Lechmündungsgebiet (Abb. 18). Durch den aufgelassenen Teil des Kiesgrubenareals verläuft die Grenze zur altholozänen Terrasse. Die Aufschlüsse liegen östlich dieser Grenze, wobei hier auch ein kleinräumiger Rest der altholozänen Terrasse erhalten ist (Abb. 21). Unmittelbar östlich der Grube geht der Kiesrücken morphologisch und sedimentologisch in eine Senke der subborealen Terrasse über. Im Bereich des subborealen Kiesrückens stehen kiesige Flussbetsedimente an,

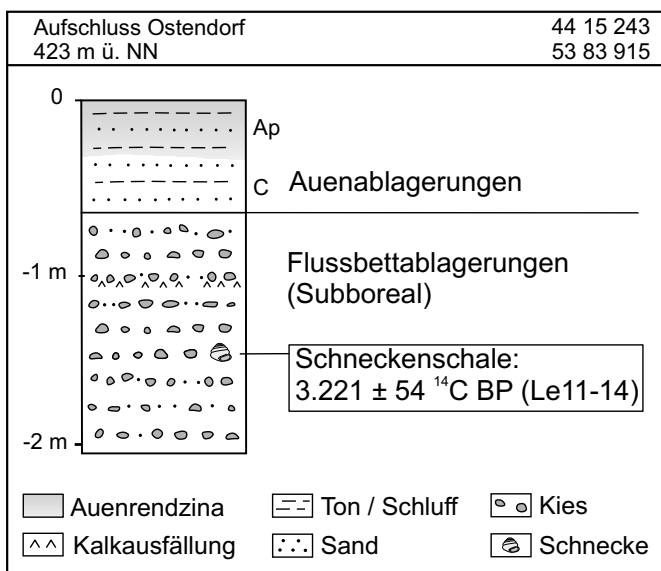


Abb. 19: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Ostendorf auf der subborealen Terrasse (qhm2).

die hier teilweise durch fossile Hochflutablagerungen mit fossilen schwarzen Auenböden in einen hangenden und einen liegenden Kieskörper geteilt werden. Der hangende Kieskörper ist in der Grube Eggelstetten horizontal geschichtet und 3 bis 4 m mächtig (Abb. 21 – Profil A). Er ist im Gegensatz zum liegenden Kieskörper in Lech-Fazies ausgebildet (vgl. Kap. 5.2.2). In der Kiesgrube sind mehrfach sandig verfüllte Rinnen in den Kieskörper eingeschnitten, die mehrere Meter mächtig sein können (Abb. 21 – Profil C). Außerhalb dieser Rinnen liegen meist nur wenige Dezimeter mächtige Flusssande und Hochflutlehme auf dem Kieskörper. Daraus haben sich dunkelbraune Auenrendzinen entwickelt. Im zentralen Bereich der Kiesgrube sind subboreale Auenablagerungen aus meist horizontal geschichteten Sanden und Lehmen aufgeschlossen (Abb. 21 – Profil B). Diese Ablagerungen verzahnen sich am Übergang zum Kiesrückken mit dem Schotterkörper. Unter einer Erosionsdiskordanz sind ältere Auenablagerungen mit fossilen schwarzen Auenböden erhalten. Die schwarzen Bodenhorizonte setzen sich unter dem hangenden Kieskörper an der Ostwand der Kiesgrube fort, während sie an der Südwand vom Flussbett des subborealen Lechs erodiert wurden. Insofern sind die Auenablagerungen mit den fossilen Böden im Liegenden der subbo-

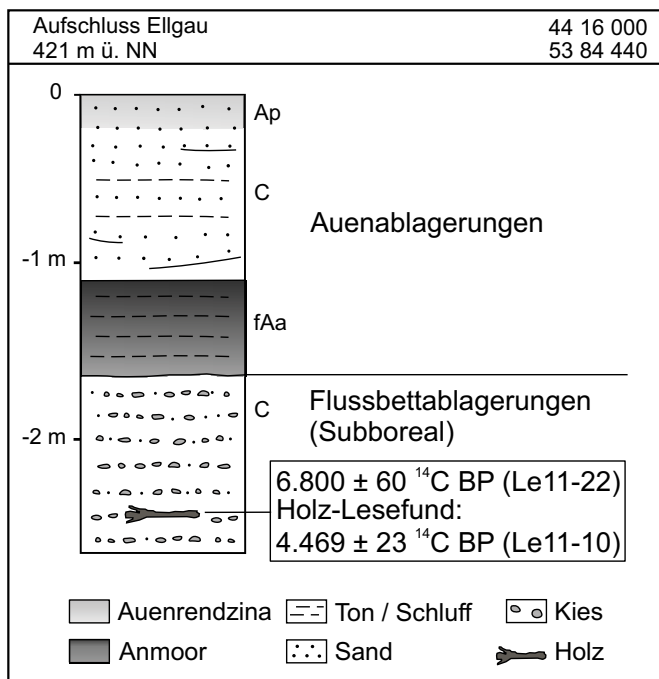


Abb. 20: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Ellgau auf der subborealen Terrasse (qhm2).

realen Auensedimente älter als der subboreale Kieskörper. Da hier keine subborealen Flussbettsedimente aufgeschlossen sind, stellt dieser Teil der Senke vermutlich einen inselartig erhaltenen Teil der altholozänen Terrasse innerhalb der subborealen Terrasse dar.

Die Alterseinstufung der einzelnen subborealen Terrassenareale basiert auf zahlreichen obertägigen Bodendenkmälern und auf numerischen Datierungen aus dem Kieskörper. Terrassenreste ohne Altersbelege konnten morphostratigraphisch der subborealen Terrasse zugeordnet werden.

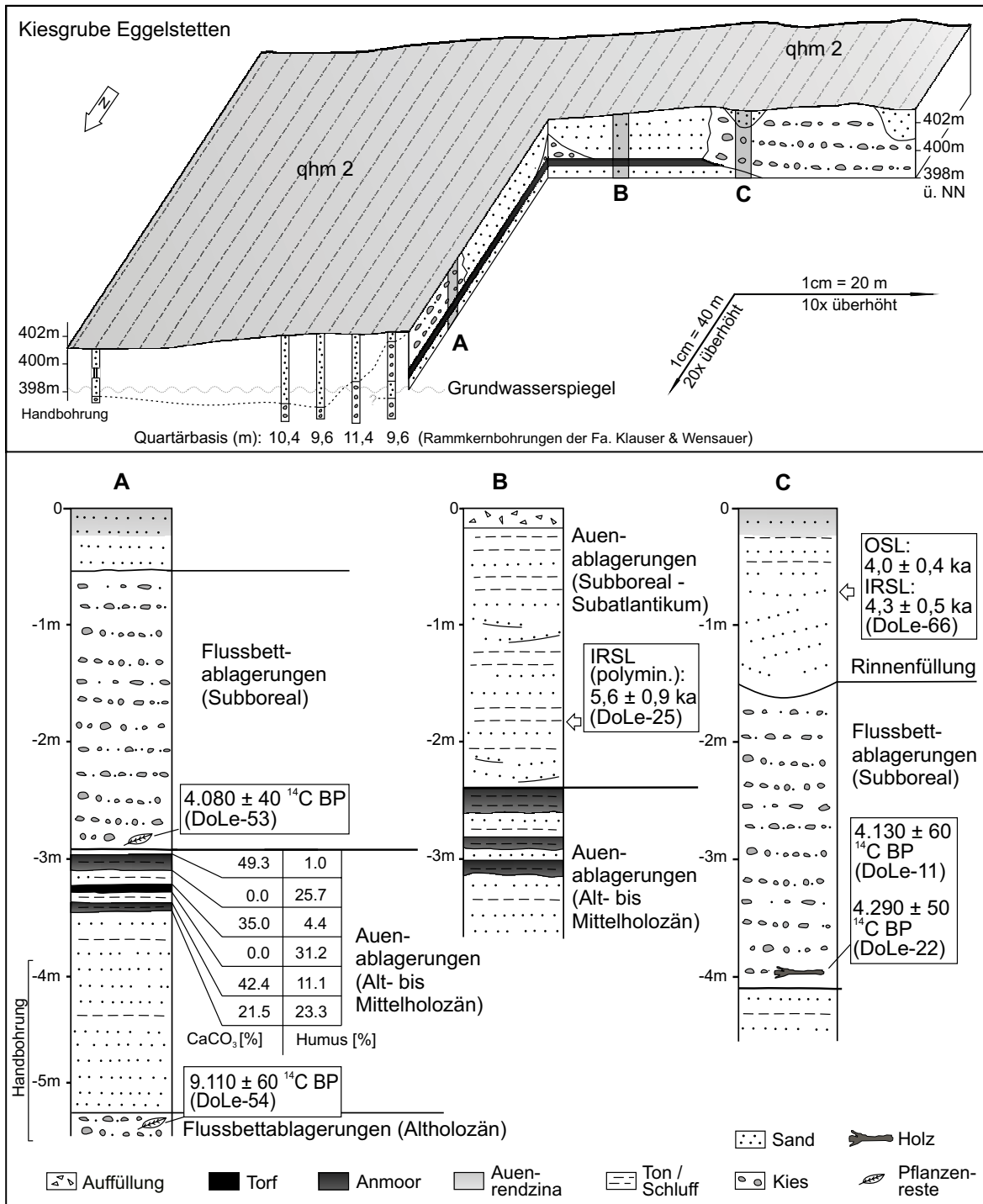


Abb. 21: Aufschlussprofile in der Kiesgrube Egelstetten auf der subborealen Terrasse (qhm2).

Auf dem südlichsten Terrassenareal östlich des Lechs sind bei Unterach zahlreiche eisenzeitliche Grabhügel der Hallstattkultur nachgewiesen worden (Denkmaldatenbank des Bayer. Landesamtes für Denkmalpflege: 11E-2007-55269-1_0-0). Östlich des Lechs verläuft die römische *Via Claudia* etwa talparallel über die subboreale Lechterasse und lässt sich als wallartige Erhebung im Gelände bis in das Schmuttertal verfolgen (Abb. 18). Diese Straße kreuzte höchstwahrscheinlich im Bereich des ehemaligen Römerkastells südlich von Mertingen die römische Donau-Südstraße. Letztere quert das

Lechtal und lässt sich über die komplette Breite der subborealen Terrasse hinweg verfolgen, bis sie an der Unterschneidungskante eines jungholozänen Lecharmes endet (Abb. 18). Im Norden von Oberndorf befand sich außerdem ein römischer Gutshof, der zwischen dem 1. und 4. Jahrhundert n. Chr. existierte (Czysz 1990). Die archäologischen Befunde verweisen auf ein prä-römerzeitliches, im südlichen Untersuchungsgebiet auf ein prä-eisenzeitliches Bildungsalter der subborealen Terrasse.

Die Senkenfüllung der subborealen Terrasse konnte östlich der Kiesgrube Druisheim datiert werden (Abb. 21 und Abb. 22: Bohrung 4). Die Basis einer Torflage in 0,96 m Tiefe erbrachte ein Alter von 3.432 ± 26 ^{14}C BP (S11/72b, Tab. 8), die darüberliegenden Auenmergel ein Alter von 817 ± 24 ^{14}C BP (S11/72a, Tab. 8). Die auf 3.062 ± 26 ^{14}C BP (S11-72c, Tab. 8) datierten Pflanzenreste in 1,24 m Tiefe stammen vermutlich aus dem hangenden Torf und wurden bei der Bohrung nach unten gezogen.

Absolute Datierungen des Kieskörpers liegen aus verschiedenen Kiesgruben vor. In der Kiesgrube Ellgau ergab die ^{14}C -Datierung eines Holzes im Kieskörper (Le11-22, Tab. 8) ein Alter von 6.800 ± 60 ^{14}C BP und die Datierung eines Holz-Lesefundes (Le11-10, Tab. 8) aus ihrem Kieskörper ein Alter von 4.469 ± 23 ^{14}C BP. Vermutlich ist das ältere Holz bei der Bildung der Terrasse aus älteren Lechablagerungen umgelagert worden.

In der Kiesgrube Ostendorf erbrachte die Datierung einer Schnecke (Le11-14, Tab. 8) in ca. 1,5 m Tiefe aus dem Kieskörper ein Alter von 3.221 ± 54 ^{14}C BP.

Ein Holz-Lesefund (Le11-4, Tab. 8) aus der Kiesgrube Allmannshofen (Abb. 18) wurde auf 3.685 ± 24 ^{14}C BP datiert. F. HERZIG bestimmte für 10 Eichenstämme aus diesem Grubenareal dendrochronologische Alter zwischen 2000 und 1770 v. Chr. (ca. 4.000 – 3.770 vor Heute) (Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege, Praktische Denkmalpflege / Archäologische Denkmäler, Referat BV-Restaurierung, Archäologie und Dendrolabor, Franz Herzig, Am Klosterberg 8, 86672 Thierhaupten).

Im Schmuttertal wurde ein Holz-Lesefund (DoLe-14, Tab. 8) aus dem Kieskörper in der Grube Druisheim auf 3.780 ± 60 ^{14}C BP datiert. Dieses Holz wurde höchstwahrscheinlich vom Lech im Subboreal abgelagert, als dieser bis an den westlichen Talrand reichte und die Schmutter talaufwärts bei Nordendorf in den Lech mündete. Entweder hat die Schmutter dieses Holz nachträglich umgelagert oder es stammt aus Lechablagerungen im Liegenden der Schmutterterrasse.

In der Kiesgrube Eggelstetten ergaben mehrere Datierungen von Hölzern und Pflanzenresten an der Basis des hangenden Kieskörpers Alterswerte um 4000 ^{14}C BP (DoLe-11, DoLe-22, DoLe-53, Tab. 8). Zu dieser Alterseinstufung gelangte auch SCHREIBER (1985) auf Basis der Datierung eines Holzes aus dem hangenden Kieskörper. Sandige Rinnenfüllungen im Kieskörper wurden zudem mit der Lumineszenz-

Methode datiert. Quarzmessungen der Probe DoLe-66 (Tab. 9) erbrachten ein Alter von $4,0 \pm 0,4$ ka BP, Feldspatmessungen eines von $4,3 \pm 0,5$ ka BP. Die polymineralische Lumineszenzdatierung einer weiteren, feinkörnigen Rinnenfüllung ergab ein Alter von $3,7 \pm 0,6$ ka BP (DoLe-10, Tab. 9). Die polymineralischen Messungen an Auenablagerungen im Hangenden der fossilen schwarzen Böden (DoLe-25: $5,6 \pm 0,9$ ka BP, Tab. 9) kann aber aufgrund einer deutlichen Altersüberschätzung im Vergleich zu den ^{14}C - und den anderen Lumineszenzaltern als überbestimmt angesehen werden (vgl. Kap. 6.1).

Im westlichen Terrassenareal, auf dem Kiesrücken nördlich von Mertingen wurden von F. HERZIG fünf Eichenstämme aus der Grube Schmuttergrün unweit des heutigen Schmutterlaufs geborgen. Er bestimmte deren Absterbealter dendrochronologisch zwischen ca. 1720 und 1560 v. Chr. (ca. 3.720 – 3.560 vor Heute) (Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege, Praktische Denkmalpflege / Archäologische Denkmäler, Referat BV-Restaurierung, Archäologie und Dendrolabor, Franz Herzig, Am Klosterberg 8, 86672 Thierhaupten). Es ist unklar, ob diese Stämme vom Lech oder von der Schmutter ab- bzw. umgelagert wurden.

Etwa 2 km nordwestlich dieser Grube haben KROEMER et al. (in Vorb.) einen fossilen Torf aus der Kiesgrube Mertingen auf 5020 ± 40 ^{14}C BP datiert (Abb. 18). Die Probe stammt höchstwahrscheinlich von der Basis des Kieskörpers und stellt ein Maximalalter für die Bildung des westlichen Terrassenareals dar.

In Abbildung 18 sind die Entnahmepunkte der datierten Proben und die verschiedenen Datierungsergebnisse aus der subborealen Lechterrasse eingetragen. Aufgrund dieser Altersdaten kann die Lechterrasse insgesamt dem Subboreal zugeordnet werden. Zwar kann dadurch kein Altersunterschied zwischen dem westlichen und dem östlichen Terrassenareal belegt werden, es ist aber sehr wahrscheinlich, dass das westliche Areal vor dem östlichen gebildet wurde. Dafür spricht der datierte Torf in der Grube Mertingen, der deutlich älter ist als die Alter von der Basis des hangenden Kieskörpers in der Grube Eggelstetten. Darüber hinaus ist davon auszugehen, dass die einzelnen Rücken und Senken innerhalb der beiden Terrassenbereiche durch Verlagerungen des Lechlaufs nacheinander entstanden sind. Um die zeitliche Abfolge der Verlagerungen zu rekonstruieren, wären absolute Datierungen aus den Kieskörpern der einzelnen Rücken und von der Basis jeder Senke nötig.

5.3.2.2 Subboreale Donauterrasse

Im Donautal oberhalb der Lechmündung dominieren die Ablagerungen des Lechs die subboreale Terrasse (s.o.). Die kleinräumig erhaltenen Donauterrassen subborealer Altersstellung sind hier eindeutig von einem mäandrierenden Fluss gebildet worden. Südlich der Donau haben sich mehrere Paläomäander in das westliche Terrassenareal

des Lechs eingeschnitten (Abb. 18). Der Niveauunterschied beträgt meist etwa 1 m. Insofern sind die betreffenden Donauterrassen jünger als die westlichen Lechablagerungen. Weiter flussabwärts verzahnt sich eine Mäanderterrasse der Donau mit dem östlichen Bereich der subborealen Lechterrasse. Hier ist von der gleichen Alterstellung auszugehen. Unterhalb der Lechmündung ist deutlich der Einfluss des Lechs auf die Terrassenmorphologie festzustellen. Statt Mäanderterrassen sind hier weiträumige Terrassenflächen erhalten, die zumindest südlich der Donau wiederum in 2 m höhergelegene Kiesrücken und eine feinklastisch verfüllte Randsenke aufgeteilt sind. Letztere dominiert hier die subboreale Terrasse mit einer Breite von bis zu 2 km, während die Kiesrücken maximal 500 m breit sind. Auf diesen liegen die Orte Feldheim, Niederschönenfeld und Hunzendorf. Der Höhenunterschied zwischen der subborealen Randsenke und der südlich anschließenden Niederterrasse beträgt bis zu 4 m. Die jungholozänen Terrassen im Westen und Norden liegen zwischen 0,5 und bis zu über 2 m, an Unterschneidungskanten junger Paläomäander tiefer. Zur subborealen Donauterrasse gehören außerdem isolierte Terrassenreste im Raum Marxheim nördlich der Donau.

Zur Architektur der subborealen Donauterrasse liegen kaum Informationen vor, da sich im Untersuchungsgebiet keine Aufschlüsse befinden. In einer Kiesgrube nördlich von Auchsesheim wird die subboreale Donauterrasse von 4 m mächtigen, großbogig schräggeschichteten Kiesen in sandiger Matrix aufgebaut (vgl. KROEMER et al. in Vorb.).

Für die Quartärbasis im Bereich der subborealen Terrasse oberhalb der Lechmündung liegen keine Informationen vor. Im Donautal unterhalb der Lechmündung schwanken die Basiswerte in Bohrungen zwischen 11 und 15 m. Es ist davon auszugehen, dass die subboreale Terrasse nicht die komplette Mächtigkeit der quartären Ablagerungen einnimmt, sondern ein älterer Sockelschotter im Liegenden der Terrasse verbreitet ist. Dafür sprechen einzelne Bohrungen mit einigen Meter mächtigen, feinklastischen Zwischenschichten, die Torfe enthalten können (vgl. Kap. 5.2.2). Eine Handbohrung in der Randsenke der Terrasse südlich von Hunzendorf ergab eine 5,5 mächtige Deckschicht, die sich aus feinklastischen Sedimenten mit eingeschalteten Anmooren und Torfen zusammensetzt (Abb. 22).

Das Alter der Donauterrasse kann aufgrund der morphostratigraphischen Lage und der teilweisen Verzahnung mit der subborealen Lechterrasse in das Subboreal gestellt werden, wobei einige Donaumäander den westlichen Teil der Lechterrasse anschneiden. Dementsprechend ist eine Bildung im jüngeren Subboreal anzunehmen. Dafür spricht auch die Datierung der Torflage in der Kiesgrube Auchsesheim auf 4090 ± 40 ^{14}C BP (DoLe-1, Tab. 8). Unterhalb der Lechmündung wird die prä-römerzeitliche Bil-

dung eines Terrassenrestes am nördlichen Talrand durch eine römische *villa rustica* belegt (Denkmaldatenbank des Bayer. Landesamtes für Denkmalpflege: 172310009).

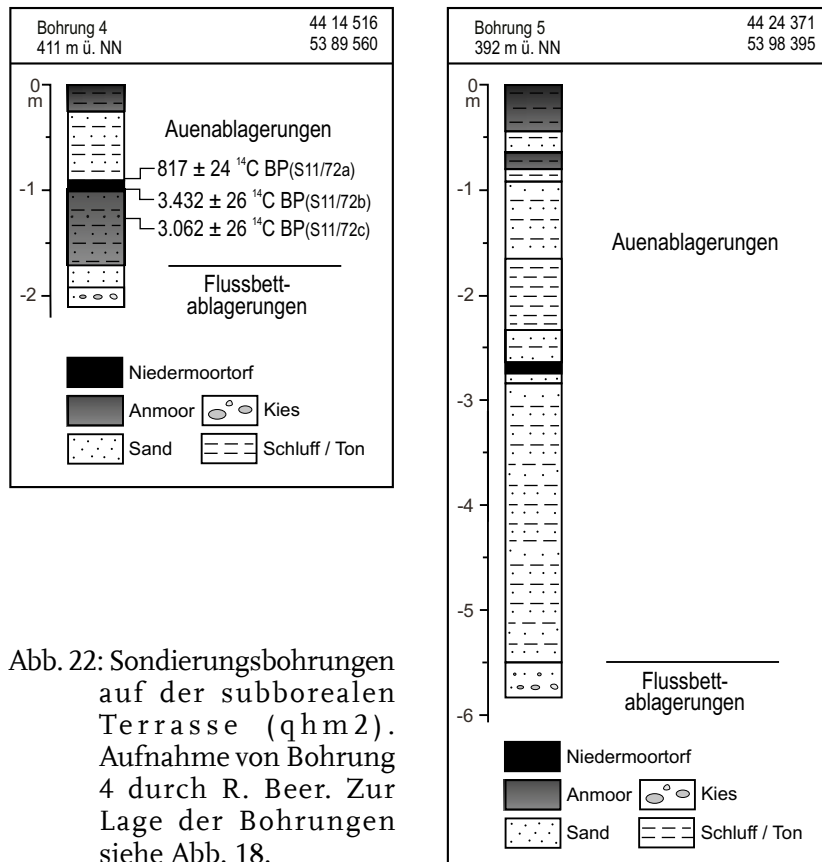


Abb. 22: Sondierungsbohrungen auf der subborealen Terrasse (qhm2). Aufnahme von Bohrung 4 durch R. Beer. Zur Lage der Bohrungen siehe Abb. 18.

5.4 Jungholozäne Terrassen

Die jungholozänen Terrassen begleiten die rezenten Flussläufe von Lech und Donau (Abb. 23). Sie unterscheiden sich in ihrer Verbreitung und Morphologie in den beiden Tälern, wobei auch Unterschiede zwischen den verschiedenen Talabschnitten auftreten.

Die jungholozäne Talaue des Lechs besteht aus bis zu sechs Terrassen. Sie erreicht im südlichen Untersuchungsgebiet eine Breite von bis zu 4 km und ist teilweise durch relativ deutliche, bis zu 1,5 m hohe Geländekanten von älteren holozänen Lechterrassen abgesetzt. Die jungholozäne Talaue westlich des Lechs grenzt streckenweise direkt an die spätglaziale Niederterrasse, deren Oberfläche etwa 3 m höher liegt, und an die Langweider Hochterrasse. Letztere setzt sich mit einer über 10 m hohen Unterschneidungskante von der Talaue ab. Flussabwärts verengt sich die Breite der Talaue allmählich auf teilweise nur 2 km, wobei immer wieder jungholozäne Paläomäander weit in ältere Ablagerungen hineinreichen. Der Niveauunterschied zu den angrenzenden mittel- bis altholozänen Terrassen beträgt selten mehr als 1 m. An Prallhängen von Paläomäandern sind deutliche Terrassenkanten ausgeprägt. Zwischen Thierhaupten und Rain reicht die jungholozäne Aue bis an die Rainer Hochterrasse. Durch die jungholozäne Unterschneidung entstand hier eine fast senkrechte Kante zur teilweise über 10 m höherliegenden Oberfläche der Hochterrasse.

Im Gebiet zwischen Lech und Donau direkt oberhalb der Lechmündung (Abb. 23) ist eine Abfolge aller sechs jungholozänen Terrassen erhalten. Teilweise verzahnen sich die Ablagerungen beider Flüsse und zwar dort, wo ehemalige Zusammenflüsse von Lech und Donau lagen. Im Mündungsgebiet ist die jungholozäne Aue über 4 km breit und liegt meist nur wenige Dezimeter tiefer als ältere holozäne Terrassen.

Innerhalb der jungholozänen Lechaue sind die Terrassen durch kleine, an Prallhängen von Paläomäandern deutliche, Geländekanten voneinander abgesetzt. Im südlichen Abschnitt des Lechtals betragen die Niveauunterschiede zwischen den Terrassenoberflächen meist einige Dezimeter bis zu über einem Meter. Die Terrassenniveaus nähern sich talabwärts immer weiter einander an, so dass in der jungholozänen Talaue Reihenterrassen auftreten. Da die einzelnen Auenterrassen im Laufe des Jungholozäns größtenteils durch jüngere Flussaktivitäten ausgeräumt wurden, sind sie meist in kleine Terrassenfragmente aufgeteilt. Oftmals fehlt eine Terrasse in einem längeren Talabschnitt. Kontinuierliche Terrassenabfolgen sind außerhalb des unmittelbaren Mündungsgebietes kaum erhalten. Eine kleinräumige Terrassentreppe mit dezimeterhohen Abstufungen tritt beispielsweise südwestlich von St. Stephan auf (Abb. 24).

Größere zusammenhängende Flächen werden vor allem von den eisen- und römerzeitlichen Terrassen (qhj_{1,1}, qhj_{1,2}) im südlichen Talabschnitt eingenommen. Hier

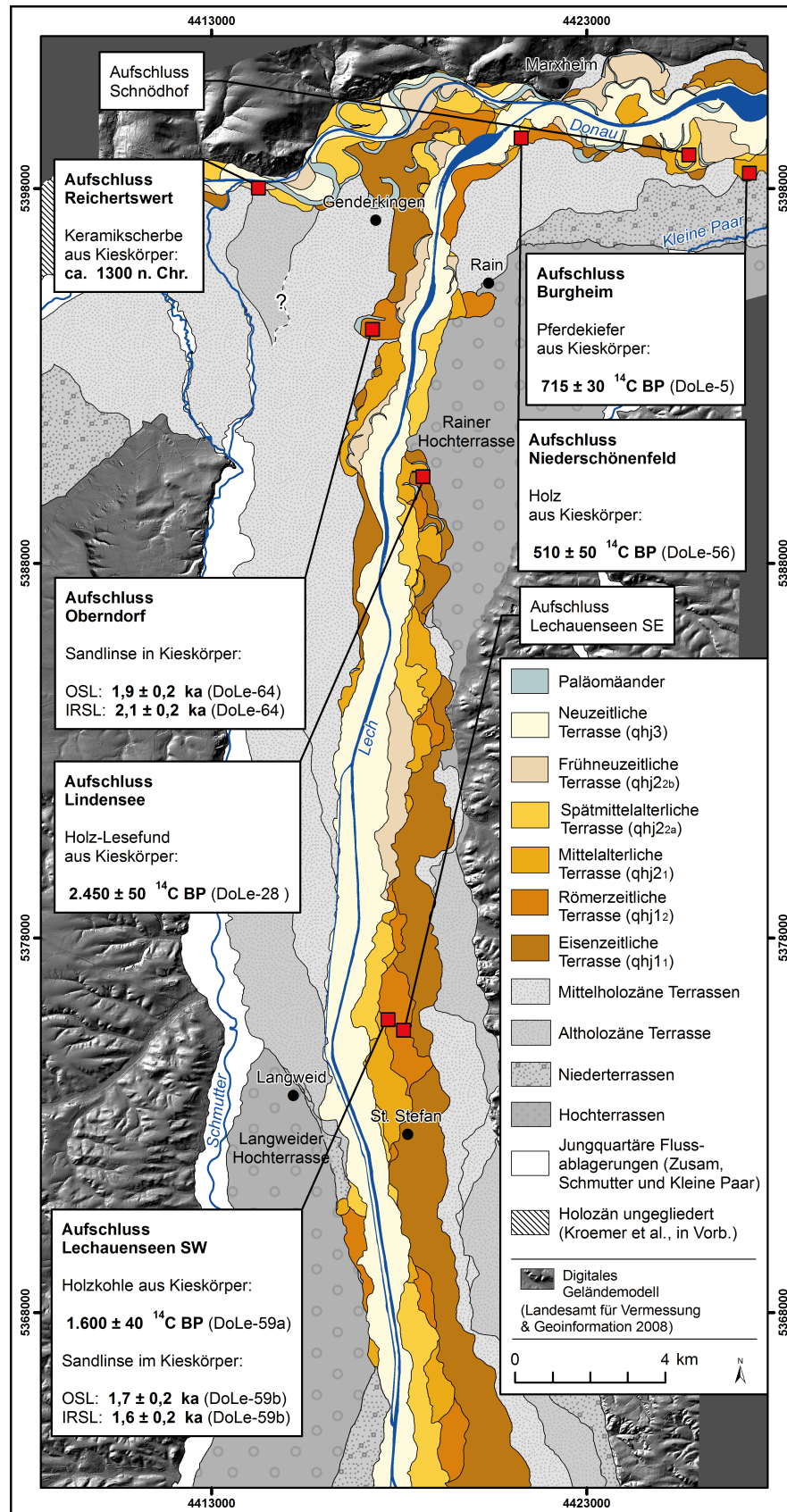


Abb. 23: Die jungholozänen Terrassen im Untersuchungsgebiet.



Abb. 24: Jungholozäne Terrassenlandschaft bei St. Stephan im südlichen Abschnitt des Lechtals. Foto: P.Schielein 02/2011.

dominieren in der Aue generell langgestreckte Terrassen, vereinzelte Mäander sind relativ schwach ausgeprägt. Flussabwärts nimmt die Zahl der Paläomäander und deren Schwingweite auf allen jungholozänen Terrassen zu. Insgesamt sind die Lechterrassen sowohl durch einen stark verzweigten Flusslauf mit mehreren Nebenarmen als auch mäandergeformt. Darauf verweisen auch die zahlreichen erhaltenen Rinnen auf ihrer Oberfläche.

Im Donautal oberhalb der Mündung ist die Aue außerhalb des Verzahnungsbereiches mit den Lechterrassen selten breiter als 1 km. Hier sind nur vier Auenterrassen verbreitet, wobei nördlich der Donau nur die beiden jüngsten Auenterrassen erhalten sind. Sie grenzen direkt an die Fränkische Alb. Die Terrassen in diesem Talabschnitt

unterscheiden sich durch deutlich mäandrierende Aurinnen und mäandergeformte Außenränder morphologisch von den jungholozänen Lechterrassen. Hier hat ein weitgehend einfadiger mäandrierender Donaulauf Mäanderterrassen geschaffen, die sich in die älteren Ablagerungen des Lechs eingeschnitten haben (Abb. 25). Letztere liegen meist 1 bis 2 m höher als die Donauaue.

Unterhalb der Lechmündung verbreitert sich die Donauaue auf beinahe 3 km und liegt meist 1 bis 2 m, an Paläomäandern bis 3 m tiefer als die subboreale Terrasse. Hier sind, wie im Lechtal, sechs jungholozäne Terrassen erhalten. Die einzelnen Terrassen sind vorwiegend mäandergeformt und weisen entlang von Paläomäandern deutliche

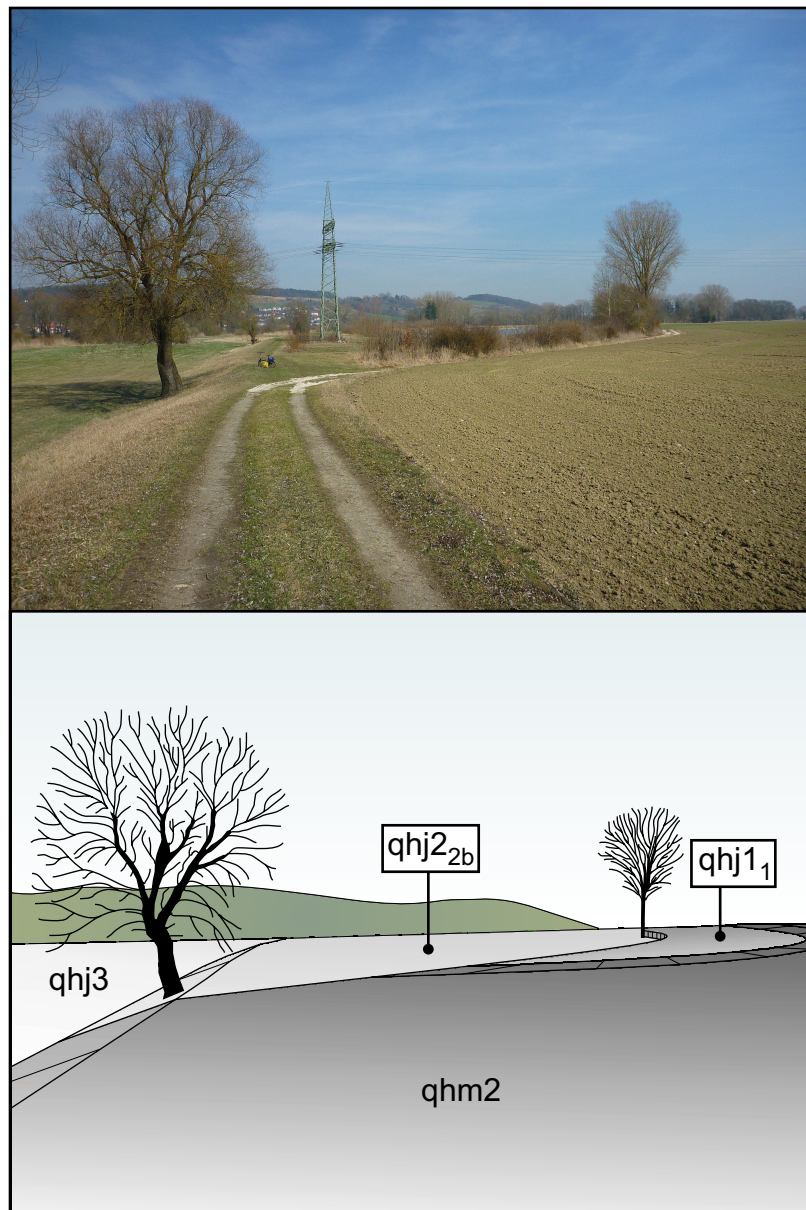


Abb. 25: Jungholozäne Terrassenlandschaft östlich von Donauwörth im Donautal oberhalb der Lechmündung. Foto: P.Schielein 03/2010.

Geländekanten mit Niveauunterschieden von meist 1 m Höhe auf. Stellenweise ist eine Übergangsmorphologie zwischen Mäanderterrasse und untergeordnet verzweigter Flussterrasse festzustellen. Dies gilt vor allem für die neuzeitliche Terrasse (vgl. Kap. 5.4.3).

Die Mächtigkeit der quartären Flussablagerungen im Bereich der Aue unterliegt starken, zum Teil kleinräumig auftretenden Schwankungen. Die Schotterkörper der einzelnen Auenterrassen lassen sich bezüglich der Quartärbasis nicht unterscheiden. Im südlichen Talabschnitt des Lechs liegt die kiesige Quartärbasis meist in einer Tiefe von 3 bis 7 m u. GOK, kann in Einzelfällen aber auch bis auf 9 m u. GOK hinabreichen. Nach Norden steigt die durchschnittliche Quartärmächtigkeit im unteren Lechtal auf über 10 m an. Im Lechmündungsgebiet werden sowohl im Lech- als auch im Donautal meist Werte zwischen 9 und 15 m erreicht. Da in einzelnen Bohrungen an der Lechmündung Torfschichten den quartären Kieskörper unterteilen und ¹⁴C-Datierungen von Hölzern stellenweise auf einen altholozänen Sockelschotter verweisen (vgl. Kap. 5.2.2), dürfte die Basis der jungholozänen Schotterkörper höher liegen als die Quartärbasis. Dementsprechend könnten die großen Quartärbasiswerte ein Hinweis auf eine Terrassenstapelung sein.

Die Flussbettsedimente der jungholozänen Lechterrassen bestehen vorwiegend aus sandigen, kalkalpinen Kiesen der Lech-Loisach Fazies (SCHREIBER 1985). In der Kiesgrube Reichertswert an der Donau oberhalb der Lechmündung ergab eine Geröllanalyse dass wiederum alpine Kalke (70,2 %) und Dolomite (13,2 %) den Hauptanteil der Schotterzusammensetzung bilden. Vereinzelt Malmkalke aus der Fränkischen Alb und Granite mit roten Feldspäten aus dem Schwarzwald belegen den Einfluss der Donau im Geröllspektrum. Für das Gesamte Donautal im Lechmündungsgebiet ist davon auszugehen, dass hier ältere Ablagerungen beider Flüsse im Jungholozän umgelagert wurden und deren Schotterkörper aus einer Donau-Lech Mischfazies aufgebaut sind.

Innerhalb der Talaue gibt es kaum Aufschlüsse, in denen der Aufbau der jungholozänen Terrassenkörper beobachtet werden kann. In der Kiesgrube Lindensee (Lechtal) und in den Gruben Niederschönenfeld, Schnödhof und Burgheim im Donautal unterhalb der Mündung lagen die kiesigen Flussbettsedimente weitgehend unter dem Grundwasserspiegel. Die Kiesgruben mit Aufschlüssen werden in den folgenden Kapiteln zu den einzelnen Terrassen besprochen.

Alle jungholozänen Terrassen sind von feinklastischen, kalkhaltigen Hochflutablagerungen, den Auenmergeln, bedeckt. In Abbildung 26 sind die Auenmergelmächtigkeiten für alle holozänen Terrassen von Lech und Donau im Untersuchungsgebiet (Abb. 26 - oben) und im unteren Lechtal vor dem Eintritt in das Donautal, etwa im Talabschnitt zwischen Augsburg und Mertingen (Abb. 26 - unten), getrennt aufgeführt. Dadurch lassen sich räumliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Talab-

schnitten ableiten. Im südlichen Abschnitt des Lechtals beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit der Auenmergel meist einige Dezimeter und steigt an der Lechmündung auf über 1 m bis teilweise mehrere Meter an. Im Lechmündungsgebiet sind die Auenmergel auf allen holozänen Terrassen mächtiger als im eigentlichen Lechtal, was sich zum Einen auf den höheren Eintrag von Feinsedimenten durch die Donau und zum Anderen auf die verstärkte Sedimentation durch den Lech bei Eintritt in das Donautal zurückführen lässt. Feinklastische Rinnenfüllungen können in der holozänen Talauflage beider Flüsse mehrere Meter mächtig sein. Die maximale Mächtigkeit der Rinnenfüllungen gibt einen Hinweis auf die Flussbetttiefe während der Akkumulation der jewei-

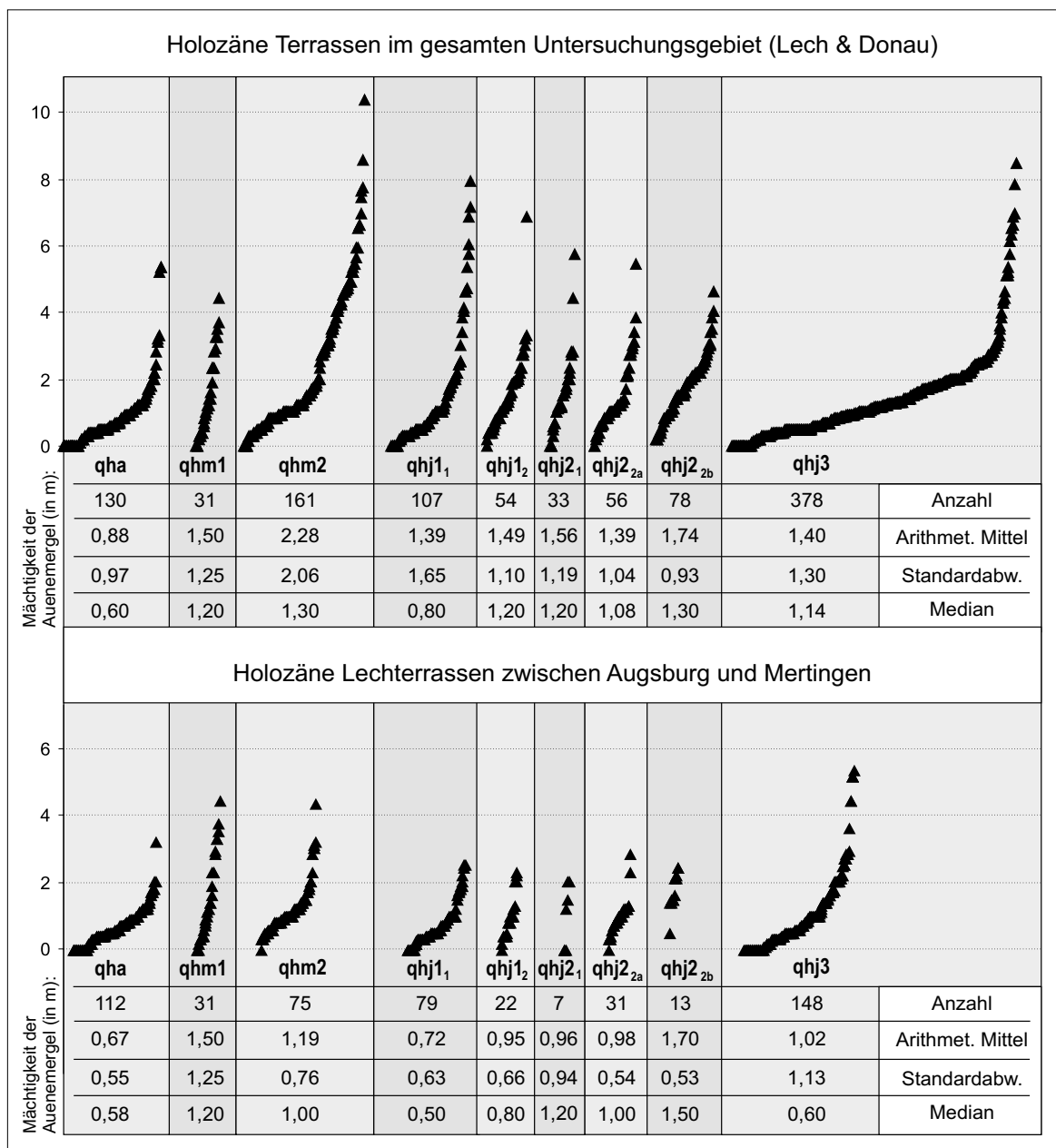


Abb. 26: Mächtigkeit der Auenmergel auf den holozänen Terrassen im gesamten Untersuchungsgebiet und im unteren Lechtal zwischen Augsburg und Mertingen.

ligen Terrasse, wobei die maximalen Werte auf der subborealen Terrasse im Lechmündungsgebiet auf die direkte Stapelung verschieden alter, feinklastischer Auen-sedimente zurückgeht (vgl. Kap. 5.3.2). Die hohen Auenmergelmächtigkeiten im Bereich der jüngsten Terrasse (qhj3) werden in ehemaligen Flussrinnen erreicht, die erst durch die Flusskorrekturen und weitere wasserbauliche Eingriffe seit Ende des 19. Jahrhunderts trocken fielen und dann durch junge Hochwasser verfüllt wurden. Die Analyse der Bohrdaten zeigt weiterhin, dass in allen Bereichen des Untersuchungsgebietes keine eindeutige Korrelation zwischen der Deckschichtenmächtigkeit und dem Alter der Terrasse besteht (Abb. 26). Der durchschnittliche Wert aller Deckschichtenmächtigkeiten liegt sowohl auf den jungholozänen als auch auf den alt- bis mittelholozänen Terrassen meist zwischen 1 und 2 m. Auf den mittel- bis altholozänen Terrassen treten häufig Bereiche ohne Bedeckung mit Auenmergeln auf während sie auf den jungholozänen Terrassen hingegen flächenhaft verbreitet sind. Dies bestätigen eigene Geländebeobachtungen und Sondierungen. Schichtenverzeichnisse von Bohrungen aus dem jungholozänen Talgrund ohne dementsprechende Angaben könnten auf eine Vernachlässigung der Deckschichten bei der Bohraufnahme zurückzuführen sein.

Die Böden auf den Auenterrassen unterscheiden sich nur geringfügig. Es handelt sich um Rendzinen, die je nach Alter des Ausgangssubstrats unterschiedlich weit entwickelt sind. Auf den eisen- bis römerzeitlichen Terrassen dominieren gelb-graue und auf den mittelalterlichen graue Rendzinen, während auf den neuzeitlichen kaum eine Bodenentwicklung festzustellen ist.

Die verschiedenen Auenterrassen im Blattgebiet konnten durch Niveauunterschiede, den jeweiligen Grad der Bodenbildung, diskordant verlaufende Rinnensysteme und ihre Lagebeziehungen zueinander differenziert und relativ stratigraphisch eingestuft werden. Bei nicht zweifelsfreier stratigraphischer Zuordnung isoliert liegender Terrassenreste wurde als Einstufung das morphostratigraphische Mindestalter gewählt. Daraus ergab sich eine Aufteilung in insgesamt sechs Terrassen (Abb. 23). Alle jungholozänen Terrassen sind im Subatlantikum entstanden. In den folgenden Abschnitten werden die Aufschlüsse auf den verschiedenen jungholozänen Terrassen und ihre Altersstellung unter Berücksichtigung von Altersdaten aus den Terrassenkörpern und von den Terrassenoberflächen beschrieben. Dabei wurden die Terrassen zu drei Gruppen entsprechend der Gliederung des Landesamtes für Umwelt in die Älteren (qhj1), Jüngeren (qhj2) und Jüngsten (qhj3) Auenterrassen zusammengefasst.

5.4.1 Eisen- und römerzeitliche Terrassen (qhj1)

Die eisen- und römerzeitlichen Terrassen nehmen in der Aue des Lechtals und des Donautals unterhalb der Lechmündung große Flächen ein. Die beiden Niveaus sind

meist durch eine Geländekante von 0,5 bis zu 1 m voneinander abgesetzt. Im Donautal oberhalb der Mündung ist nur eine qhj1-Terrasse kleinräumig erhalten.

Die relative Alterseinstufung der qhj₁ als eisenzeitliche Bildung ergibt sich aus ihrer morphostratigraphischen Lage zwischen der römertzeitlichen und den mittelholozänen Terrassen. Ein absoluter Altersbeleg aus dem Kieskörper dieser Terrasse liegt nur aus dem Lechtal vor. Ein Holzfragment wurde laut Baggerführer von der Kiesbasis in ca. 5 m Tiefe u. GOK in der Kiesgrube Lindensee geborgen und auf 2450 ± 50 ¹⁴C BP datiert (DoLe-28, Tab. 8). Die Fundstelle liegt nach eigenen Geländeaufnahmen eindeutig auf der eisenzeitlichen Terrasse. Aus der gleichen Grube wurden außerdem zwei Eichenstämme dendrochronologisch datiert. Die Messungen ergaben Alter zwischen 50 und 450 n. Chr. (Bericht vom 28.04.2010: Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege, Praktische Denkmalpflege / Archäologische Denkmäler, Referat BV – Restaurierung, Archäologie und Dendrolabor, Franz Herzig, Am Klosterberg 8, 86672 Thierhaupten.). Die genaue Lage dieser Stämme ist jedoch unklar. Sie könnten aus dem Kieskörper oder aus einer jüngeren Rinnenfüllung am Außenrand der Terrasse stammen. Zudem könnten die Eichen aus einem jüngeren Terrassenkörper stammen, da eine vermutete Terrassengrenze im Norden des Grubenareals verläuft. Daher wurde die Terrasse entsprechend des ¹⁴C-datierten Holzes als eisenzeitlich eingestuft.

Das Alter der römertzeitlichen Terrasse ist durch mehrere numerische Datierungen belegt. In der Kiesgrube Lechauenseen SW, im Lechtal etwa 25 km flussaufwärts der Mündung gelegen, zeigte eine ca. 2 m hohe Aufschlusswand eine großbogige Schrägschichtung des Kieskörpers. Aus einer Sandlinse innerhalb des Kieskörpers in der Kiesgrube Lechauenseen SW (Abb. 27) wurden sowohl Proben für Lumineszenz-Messungen als auch für eine ¹⁴C-Datierung entnommen. Die eingelagerte Holzkohle (DoLe-59a, Tab. 8) ergab ein Alter von 1600 ± 40 ¹⁴C BP (1.565 - 1.395 cal BP) und steht

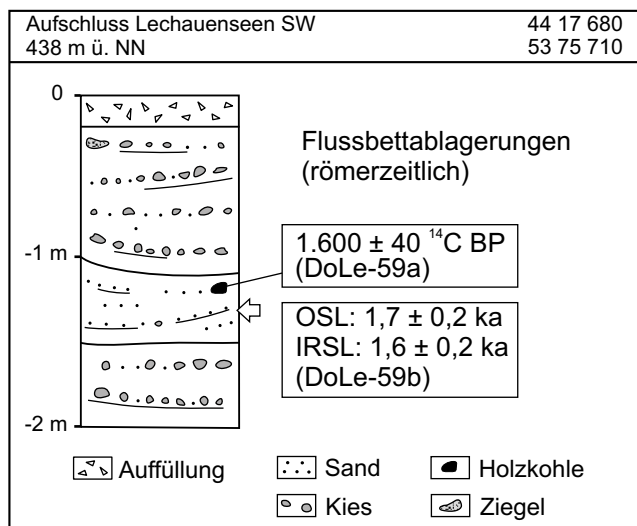


Abb. 27: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Lechauenseen SW auf der römertzeitlichen Terrasse (qhj₁).

damit in Übereinstimmung mit den Lumineszenzaltern (DoLe-59b, Tab. 9) von $1,7 \pm 0,2$ ka BP für die Quarz-Fraktion und $1,6 \pm 0,2$ ka BP für die Feldspat-Fraktion.

Ein Holz-Lesefund aus der nahe gelegenen Kiesgrube Lechauenseen SE (Abb. 23) ergab ein Alter von 7.650 ± 60 ^{14}C BP (Le11-25, Tab. 8). Dieses Holz könnte aus älteren Ablagerungen umgelagert sein oder aus einem liegenden Sockelschotter stammen. In den beiden Lechauenseen-Gruben wurden außerdem archäologische Flussfunde der Hallstattzeit, der Latènezeit und des Mittelalters geborgen. Diese zahlreichen, aus-

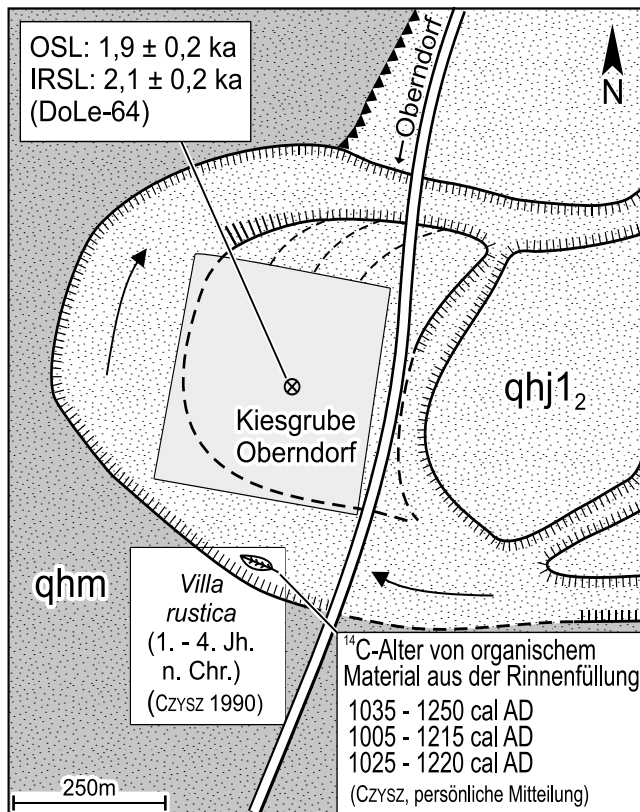


Abb. 28: Lage der Kiesgrube Oberndorf in einem Paläomäander der römischen Terrasse (qhj_{1,2}) und die angrenzende *villa rustica*.

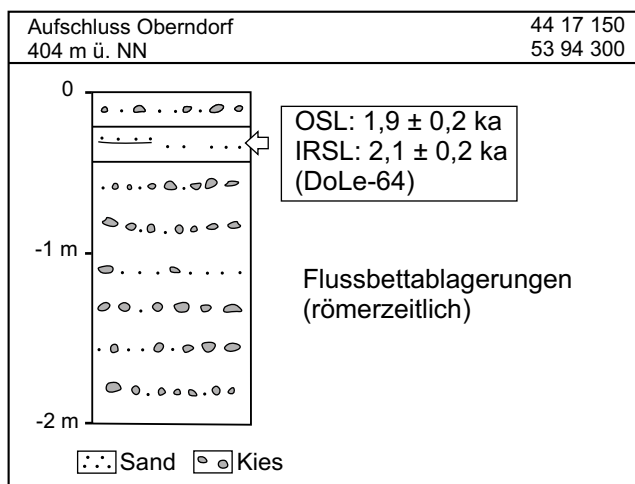


Abb. 29: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Oberndorf auf der römischen Terrasse (qhj_{1,2}).

schließlich metallischen Funde können jedoch nur ein Mindestalter für die Terrassenentstehung angeben, da hier vermutlich im Mittelalter eine Schmiede betrieben wurde und die Funde anthropogen an ihren Fundort transportiert wurden (Denkmaldatenbank des Bayer. Landesamtes für Denkmalpflege: E-2007-55814-1_0-0).

Die Kiesgrube Oberndorf liegt im Gleithangbereich eines Lech-Paläomäanders (Abb. 28). Südlich des Grubenareals hatte dieser Lechmäander eine römische *villa rustica* teilweise erodiert, die auf der subborealen Terrasse stand. Dieser Gutshof war nach dendrochronologischen Daten zwischen dem 1. und dem 4. nachchristlichem Jahrhundert besiedelt (Czysz 1990). Aus dem oberen Bereich der feinklastischen Verfüllung des Paläomäanders wurden Pflanzenreste mit der ^{14}C -Methode datiert und ergaben kalibrierte Alter von 1035 – 1250 n. Chr., 1005 – 1215 n. Chr. und 1025 – 1220 n. Chr (Czysz, persönliche Mitteilung). Der Mäander wurde erst durch Hochwasser verfüllt, nachdem er vom Lech abgeschnitten war. Insofern ist die Rinnenfüllung jünger als die Flussbettsedimente des Paläomäanders. Dies wird bestätigt durch die Lumineszenzmessungen von Flusssanden (DoLe-64, Tab. 9) aus dem Kieskörper in der Grube Oberndorf. Der Quarz wurde auf $1,9 \pm 0,2$ ka BP, der Feldspat auf $2,1 \pm 0,2$ ka BP datiert (Abb. 29). Somit kann die Entstehung der qhj₁-Terrasse im Lechtal auch hier in die Römerzeit gestellt werden.

Aus dem Donautal liegen keine absoluten Alter für die Bildung der qhj₁-Terrasse vor. Ihre Alterseinstufung ist hier nur relativ stratigraphisch möglich. Im Verzahnungsbereich der Ablagerungen von Lech und Donau an der Mündung liegen mehrere Einzelhöfe, sogenannte Schwaighöfe, die zum Teil schon im Hochmittelalter gegründet wurden, auf der Terrasse (KELLER 2009). Insofern muss dieses Terrassenareal älter als das Hochmittelalter sein und ist vermutlich während der Eisen- oder Römerzeit entstanden.

5.4.2 Mittelalterliche und frühneuzeitliche Terrassen (qhj₂)

Die qhj₂-Terrassen bestehen aus zwei Niveaus (qhj₂₁ und qhj₂₂), wobei die qhj₂₂-Terrasse stellenweise in zwei Terrassen untergliedert werden konnte. Diese beiden Terrassen werden als qhj₂_{2a} und qhj₂_{2b} bezeichnet. Die mittelalterliche Terrasse (qhj₂₁) ist im Untersuchungsgebiet nur relativ selten erhalten. Sie nimmt einige, im Lechtal oft langgestreckte, Areale mit Mäanderstrukturen und verzweigten Rinnen ein. Die beiden qhj₂₂-Terrassen sind vor allem im Donautal großflächig erhalten und deutlich mäandergeformt. Im Lechtal treten wiederum langgestreckte Terrassenfragmente auf, die an ihren Außenrändern und auf der Oberfläche sowohl mäandrierende als auch verzweigte Rinnen besitzen.

Es liegen keine absoluten Datierungen aus den Flussbettsedimenten der mittelalterlichen Terrasse vor. Die Alterseinstufung dieser Terrasse basiert auf morphostratigraphischen Kriterien.

Der Kieskörper der spätmittelalterlichen Terrasse (qhj2_{2a}) ist in der Kiesgrube Reichertswert aufgeschlossen. Die Fein- bis Mittelkiese dieser Mäanderterrasse sind großbogig schräggeschichtet (Abb. 30). Der Kieskörper enthält mehrere Baumstämme, Schneckenschalen, abgerollte Ziegelreste und eine Keramikscherbe (Abb. 31). Auf dem Kieskörper lagert eine sandige Aurinnenfazies. Das Profil wird von 2 m mächtigen Auenmergeln abgeschlossen. Die Keramikscherbe am Top des Kieskörpers stammt vom Rand eines Tongefäßes und wurde von PD Dr. H. LOSERT (Lehrstuhl für mittelalterliche Archäologie, Universität Bamberg) aufgrund formaler Merkmale auf etwa 1300 n. Chr. datiert. An der Basis der aufliegenden Auenmergel war eine sandige Aurinnenfazies ausgeprägt, die nur kurz nach der Ablagerung der Terrassenkiese entstanden sein muss. Eine Lumineszenz-Probe (DoLe 69, Tab. 9) aus diesem Horizont ergab sowohl bei Quarz- als auch bei Feldspat-Messungen Sedimentationsalter von $1,0 \pm 0,1$ ka BP. Diese zu hohen Alterswerte werden in Kap. 6.1 diskutiert. Das eisenzeitliche Alter von 2770 ± 50 ¹⁴C BP eines Baumstamms (DoLe-19, Tab. 8), der in der Kiesgrube Reichertswert im Kieskörper unterhalb des Grundwasserspiegels eingelagert war, ist entweder das Ergebnis einer spätmittelalterlichen Umlagerung dieses Baumstammes aus älteren fluvialen Sedimenten oder ein Hinweis auf eine Unterlagerung des spätmittelalterlichen Kieskörpers durch einen eisenzeitlichen Sockelschotter. Auf eine Stapelung unterschiedlich alter holozäner Kieskörper im Bereich dieser Terrasse deutet ebenfalls das präboreale Alter eines Kiefernstammes (DoLe-30, Tab. 8), der in der Kiesgrube Schnödhof geborgen wurde (vgl. 5.2.2).

In der Kiesgrube Niederschönenfeld an der Lechmündung wurde ein subfossiler Baumstamm (DoLe-56, Tab. 8) auf 510 ± 50 ¹⁴C BP datiert und belegt die spätmittelalterliche Ablagerung der Flussbettsedimente der qhj2_{2a}-Terrasse.

Weitere Altersbelege kommen aus der Grube Burgheim im Donautal etwa 6 km unterhalb der Lechmündung. Hier wurde ein Lesefund eines Pferdeunterkiefers (DoLe-5, Tab. 8) aus dem Kieskörper auf 715 ± 30 ¹⁴C BP datiert. Von der sandigen Aurinnenfazies an der Basis der aufliegenden Auenmergel wurde eine Probe zur Lumineszenzdatierung (DoLe-24, Tab. 9) entnommen (Abb. 32). Das Quarz-Alter von $1,0 \pm 0,2$ ka BP liegt relativ geringfügig, das Feldspat-Alter von $1,5 \pm 0,1$ ka BP deutlich über dem ¹⁴C-Alter aus dem Kieskörper (vgl. Kap. 6.1).

Die frühneuzeitliche Terrasse (qhj2_{2b}) kann nur durch Flussläufe in historischen Karten datiert werden. An der Donau oberhalb der Lechmündung liegt der Flusslauf in mehreren Karten aus dem 17. Jahrhundert wahrscheinlich auf dieser Terrasse (SCHIELEIN 2010). Aufgrund von starken Lageverzerrungen in diesen Karten sind



Abb. 30: Der großbogig schräggeschichtete Kieskörper der spätmittelalterlichen Donauterrasse (qhj_{2a}) in der Kiesgrube Reichertswert. Foto: P.Schielein 07/2009.

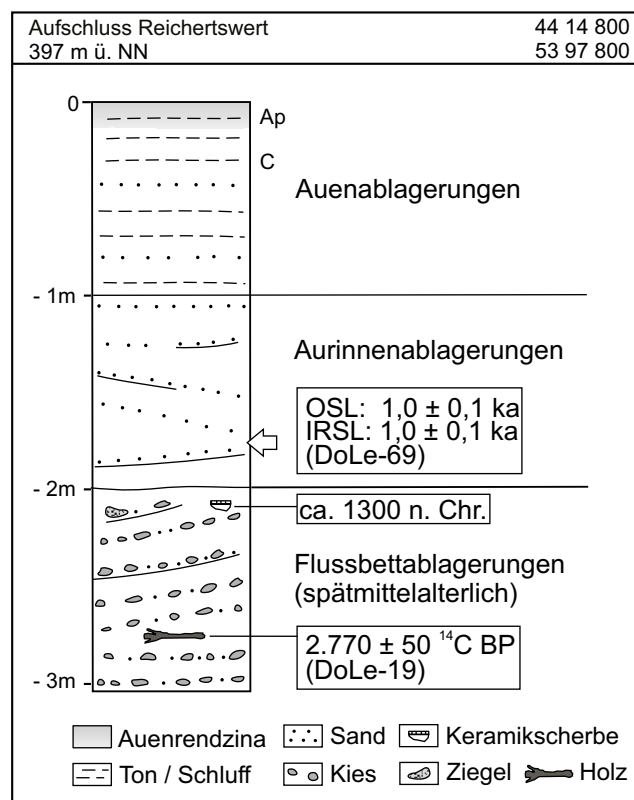


Abb. 31: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Reichertswert auf der spätmittelalterlichen Terrasse (qhj_{2a}).

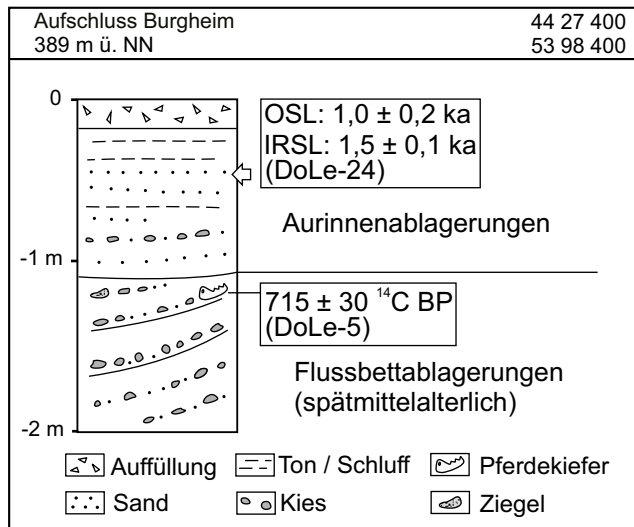


Abb. 32: Aufschlussprofil in der Kiesgrube Burgheim auf der spätmittelalterlichen Terrasse (qhj_{2a}).

genaue Aussagen jedoch nicht möglich (vgl. Kap. 3.3.1). In einer Karte vom Lech bei Rain aus dem Jahr 1789 (BayHStA 2008: Plansammlung 2236) sind ehemalige Flussarme dargestellt, die vermutlich im Bereich dieser Terrasse liegen. Der Stromatlas von A. Riedl (Bayr. Staatsbibliothek 2008) wurde 1806 veröffentlicht. Dieses Kartenwerk beinhaltet Flusskarten im Maßstab 1:28.000, die auf geodätischen Grundlagen basieren. Hier sind im Bereich der Donau unterhalb der Mündung mehrfach abgeschnürte Altwasserarme dargestellt, die auf der frühneuzeitlichen Terrasse liegen und das ehemalige Flussbett der Donau repräsentieren. Demnach muss die Ausbildung der Terrasse zu Beginn des 19. Jahrhunderts bereits abgeschlossen gewesen sein.

5.4.3 Neuzeitliche Terrasse (qhj3)

Die Entstehung der neuzeitlichen Terrasse (qhj3) kann aufgrund historischer Karten eindeutig in das 19. Jahrhundert gestellt werden. Die jeweils aktuellen Flussläufe auf dem Stromatlas (1806), dem Topographischen Atlas des Königreiches Bayern (um 1809), den Uraufnahmen (1809-1814) und dem Finanzamtlichen Extraditionsplan (1831-1834) befinden sich innerhalb dieser Terrasse. Eine Analyse der auf verschiedenen historischen Karten dargestellten Flussläufe erfolgt im nächsten Kapitel.

Absolute Altersdaten aus dem Kieskörper der qhj3-Terrasse liegen nicht vor. Eine Datierung von Deckschichten wurde in einer Sandgrube nahe der Lechmündung versucht. Hier war nur etwa 50 m vom rezenten Lechlauf entfernt, hinter einem Uferwall, eine bis zu 2 m mächtige und schwemmfächerförmige Hochflutablagerung abgeschlossen. Dieser sogenannte *crevasse splay* hat sich bei einem Hochwasserereignis auf einer Fläche von etwa 200 x 400 m in die Aue ausgebreitet und dabei die bestehende Vegetation bedeckt. Im Aufschluss zeigten sich gut geschichtete, stark glimmerhaltige Mittelsande mit einzelnen Kies- und Lehmبändern sowie organischen Lagen (Abb. 33). Historische Karten belegen, dass sich der Hauptstrom des Lechs zu Beginn des

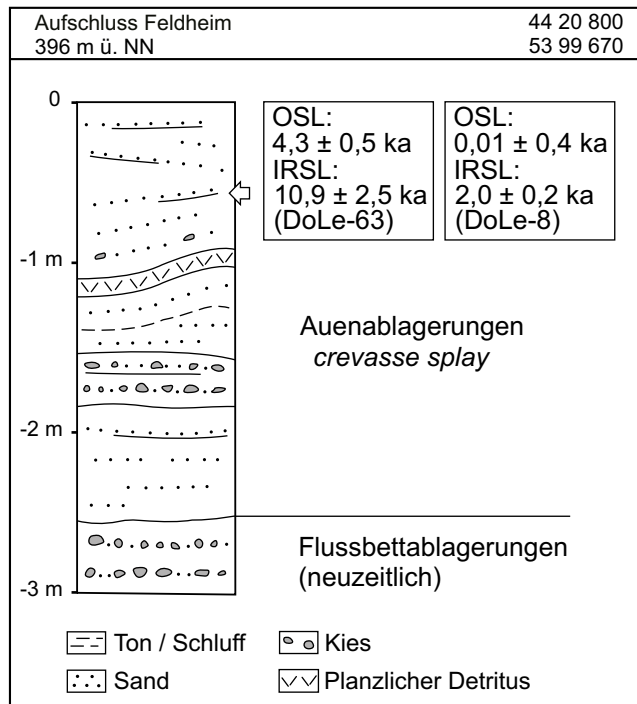


Abb. 33: Aufschlussprofil des *crevasse splay* in der Sandgrube Feldheim.

18. Jahrhunderts an dieser Stelle befand. Außerdem sind erst einige Jahrzehnte alte Bäume von diesem Schwemmfächer umspült worden. Höchstwahrscheinlich fand die Ablagerung im Jahr 2002 bei einem starken Donauhochwasser statt, wie auch Ortsansässige berichten. Zwei Proben (DoLe-8, DoLe-63, Tab. 9) für Lumineszenz-Messung aus den Sanden ergaben meist deutlich zu hohe Alter und wurden daher verworfen (vgl. Kap. 6.1)

Die ehemaligen Flussläufe der Donau im Bereich der Lechmündung und des unteren Lechs werden in zahlreichen historischen Karten dargestellt. Beide Flüsse wurden ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts durch Korrekturen und Staustufenbauten ihrer natürlichen Dynamik beraubt. Die Karten vor diesen anthropogenen Eingriffen reichen bis ins 16. Jahrhundert zurück und erlauben eine Rekonstruktion der natürlichen Flusslaufverlagerungen. Dabei zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen dem Lech, der Donau oberhalb und der Donau unterhalb der Mündung. Mit Hilfe visuell-qualitativer Analysen aller Karten sowie der quantitativen Auswertung der geodätisch aufgenommenen Karten nach 1800 wurden die unterschiedlichen Flussbettgrundrisse an den einzelnen Flussabschnitten charakterisiert. In Kapitel 3.3.1 sind die methodischen Grundlagen dieser Analyse aufgeführt, hier werden kurz deren Ergebnisse vorgestellt. Weiterführende Informationen sind bei SCHIELEIN (2010) zu finden.

Am Lech zeigt schon die rein qualitative Betrachtung historischer Flussläufe, dass hier ein verzweigter Fluss vorliegt. Der Vergleich eines Flussabschnitts in drei Karten aus einem Zeitraum von ca. 25 Jahren zu Beginn des 19. Jahrhunderts gibt Hinweise darauf, dass sich einzelne Arme stark verlagerten, der Hauptstrom in Nebenarme oder

alte Rinnen wechselte und auch langfristig persistente Inseln und Ufergebiete durchbrochen hat. Außerdem verweisen die Parameter für den Verzeigungsgrad sowohl von BRICE (1964) als auch von FRIEND & SINHA (1993) auf einen Fluss mit Verzweigungen, aber nicht auf einen *braided river* (Tab. 5). Bei beiden Zeitschnitten bleiben die Werte für den *total braiding index* deutlich unter dem von BRICE (1964) genannten Schwellenwert von 1,5. Die Werte für die *braiding channel ratio* liegen nach FRIEND & SINHA (1993) im Bereich eines relativ schwach ausgeprägten *braided rivers*. Es sind aber auch Streckenabschnitte mit einer eindeutigen Tendenz zur Mäanderbildung erkennbar. Der Mäandrierungsfaktor liegt hier für alle Zeitschnitte bei ca. 1,1 – 1,2. Somit muss von einer Übergangsform zwischen einem Mäanderfluss und einem *braided river* ausgegangen werden. Die treffendste flussmorphologische Einteilung für den unteren Lech ist die des *anabranching river* nach BRICE (1983). Dieser Typus weist neben den nur kurz bestehenden Sand- und Kiesinseln auch bewachsene Inseln auf, die über längere Zeiträume bestehen (Abb. 34). Ein statistischer Vergleich zwischen 1813/14 und 1831/34 präsentiert eine geringe Abnahme der von den Flussläufen eingenommenen Fläche (Tab. 6). Dass der Flusslauf um 1809 mit fast 40% Flächenanteil an der neuzeitlichen Terrasse weit größer ist als in den weiteren Zeitschnitten, ist wahrscheinlich eine Folge der Generalisierung auf der Karte im Maßstab 1:50.000.

Tab. 5: Berechnungen der flussmorphologischen Parameter für verschiedene Flussabschnitte.

Flussmorphologische Parameter (vgl. Tab. 1)	Lech	Donau oberhalb der Lechmündung	Donau unterhalb der Lechmündung
BRICE (1964): <i>total braiding index</i> =	1813/14: 1,26	1813/14: 0,21	1813/14: 0,84 (Gesamt) 0,56 (nördl. Flussarm) 1,13 (südl. Flussarm)
	1831/34: 0,98	1831/34: 0,25	1831/34: 1,46
FRIEND & SINHA (1993): <i>braid channel ratio</i> =	1813/14: 2,18	1813/14: 1,17	1813/14: 1,63 (Gesamt) 1,45 (nördl. Flussarm) 1,82 (südl. Flussarm)
	1831/34: 1,86	1831/34: 1,17	1831/34: 2,25

Innerhalb des definierten Flussabschnitts an der Donau oberhalb der Lechmündung lassen sich in allen vorliegenden Karten aus dem 17. Jahrhundert (Abb. 35) drei große Mäanderbögen mit einer ähnlichen Ausdehnung erkennen, während ein Viertel am östlichen Rand angeschnitten wird. Gleiches gilt auch für die geodätisch aufgenommenen Kartenwerke nach 1800. Die vier Mäanderbögen sind wiederum zu sehen und unterliegen in allen Zeitschnitten nur minimalen Veränderungen. Dies wird auch durch räumliche Kennwerte für dieses Gebiet verdeutlicht (Tab. 5). Die absoluten Flächeninhalte für den jeweiligen Flusslauf, sowie deren flächenmäßiger Anteil an der

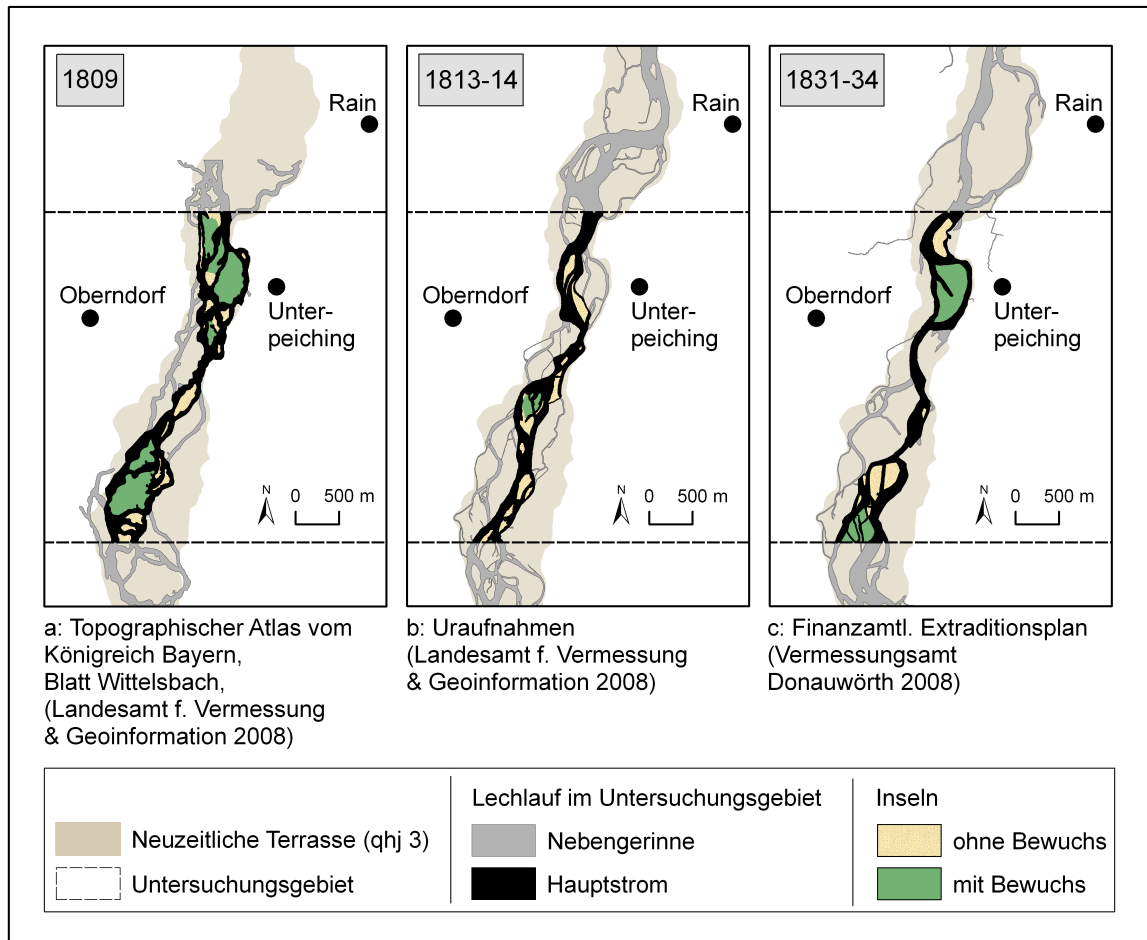


Abb. 34: Vergleich historischer Flussläufe im unteren Lechtal.

Tab. 6: Ergebnisse der Flächenberechnungen für verschiedene Flussabschnitte.

Fläche des gesamten Flusslaufes	Lech		Donau oberhalb der Lechmündung		Donau unterhalb der Lechmündung	
	in ha	in %	in ha	in %	in ha	in %
1831/34	78,8	29,3	100,5	41,4	131,8	28,7
1813/14	88,2	32,8	99,5	41,0	129,1	28,1
1809	117,4	43,7	-	-	-	-
1806	-	-	93,7	38,6	88,9	19,3
Fläche der neuzeitl. Terrasse (qhj3)	268,61	100	242,8	100	460,1	100

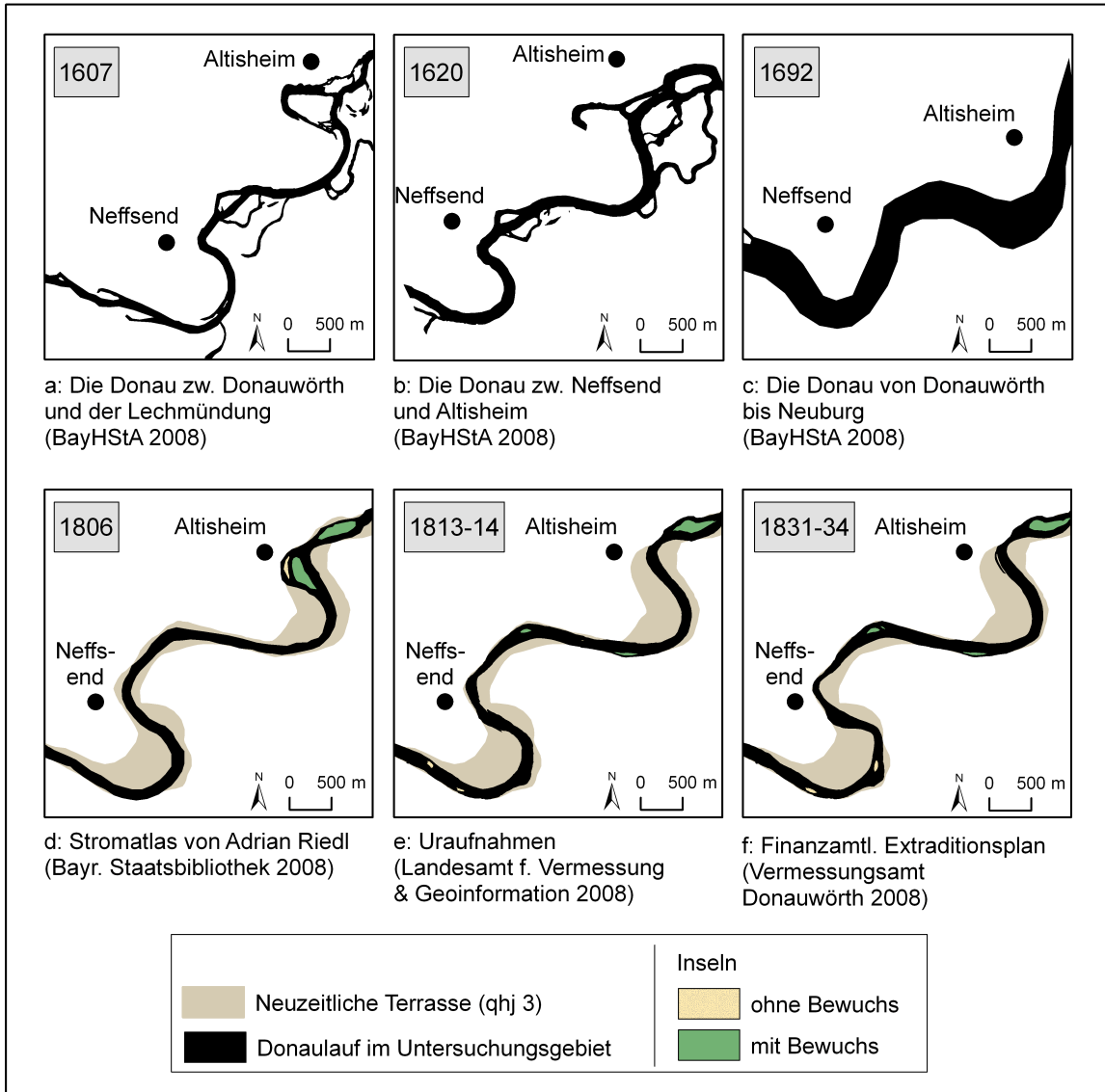


Abb. 35: Vergleich historischer Flussläufe im Donautal oberhalb der Lechmündung.

neuezeitlichen Terrasse änderten sich über knapp 30 Jahre kaum. Insbesondere der Vergleich der Abbildungen 35e und 35f zeigt die geringe Flussdynamik, die in diesem Bereich wirkte. Die hier vorgestellten historischen Flussläufe seit 1607 bewegen sich alle innerhalb der neuzeitlichen Terrasse. Der Mäandrierungsfaktor für alle Zeitschnitte nach 1800 beträgt bei einer Tallänge von ca. 4,7 km und einer Flusslauflänge von jeweils ca. 8 km etwa 1,7. Der Flussbettgrundriss lässt sich in diesem Abschnitt der Donau oberhalb der Lechmündung eindeutig dem Typus des Mäanderflusses zuordnen.

Für den Abschnitt der Donau unterhalb der Lechmündung ist die erste räumlich auswertbare Karte der Stromatlas aus dem Jahr 1806 (Tab. 1). In diesem Kartenwerk liegt die Lechmündung an gleicher Stelle wie heute. Mehrere hundert Meter unterhalb spaltet sich die Donau in zwei Hauptarme. Der Nördliche fließt in einem weiten Mäanderbogen um einen älteren Terrassenrest und trifft ca. 1 km flussabwärts wieder auf

den südlichen Hauptstrom. Letzterer ist breiter dargestellt, beschreibt mehrere Mäander und schneidet zahlreiche Altwasser an (Abb. 36a). Auffällig ist ein weit nach Süden ausgreifender Bogen mit einigen Verzweigungen, der im Stromatlas als „alte verlassene Donau“ bezeichnet wird. Diese Struktur liegt bereits auf einer älteren Terrassenfläche. Der aus den Uraufnahmen von 1813-14 entnommene Flusslauf in Abbildung 36b zeigt zwei gleich breite Arme der Donau, die sich im Bereich einer ehemaligen Sandinsel (Abb. 36a) teilen. Südlich verläuft die Donau streckenweise nochmals in mehrere Arme aufgegliedert zwischen bewachsenen Inseln. Der nördliche Arm (Abb. 36b) nutzt die ältere Rinne von 1806 (Abb. 36a), baut mehrere Mäander aus und erreicht teilweise die kartierte Grenze der neuzeitlichen Terrasse. In der etwa 20 Jahre jüngeren Darstellung (Abb. 36c) sind diese kleinen Mäanderbögen maximal ausgebildet. Der nördliche Arm ist allerdings zu einem Nebenarm degradiert. Die Wasserführung konzentriert sich auf einen südlichen Hauptstrom, der sich wiederum in zwei Arme aufteilt. Der südlichere der beiden stellt einen Mäanderbogen dar, dessen Prallhang sich in den unterschiedlich alten Darstellungen (Abb. 36a-c) immer weiter talabwärts verlagert und die Terrassengrenze bildet. Der nördlichere Arm nutzt eine alte Rinne, die schon um 1806 als ehemaliger Donaulauf dargestellt wurde (Abb. 36a). Die Flächenberechnungen für diesen Flussabschnitt (Tab. 6) zeigen einen deutlichen Anstieg der Wasserfläche der Donau innerhalb von ca. 30 Jahren. Der Mäandrierungsfaktor liegt im dargestellten Untersuchungsgebiet bei ca. 1,3. In den folgenden Zeitschnitten schwankt er bei verschiedenen Hauptströmen zwischen 1,2 und 1,4, bleibt aber immer deutlich unter dem Wert von 1,7 an der Donau oberhalb der Lechmündung. Die verschiedenen Verzweigungsparameter ergeben für die verschiedenen Zeitschnitte unterschiedliche Werte. Der südliche Donauarm in den Uraufnahmen aus den Jahren

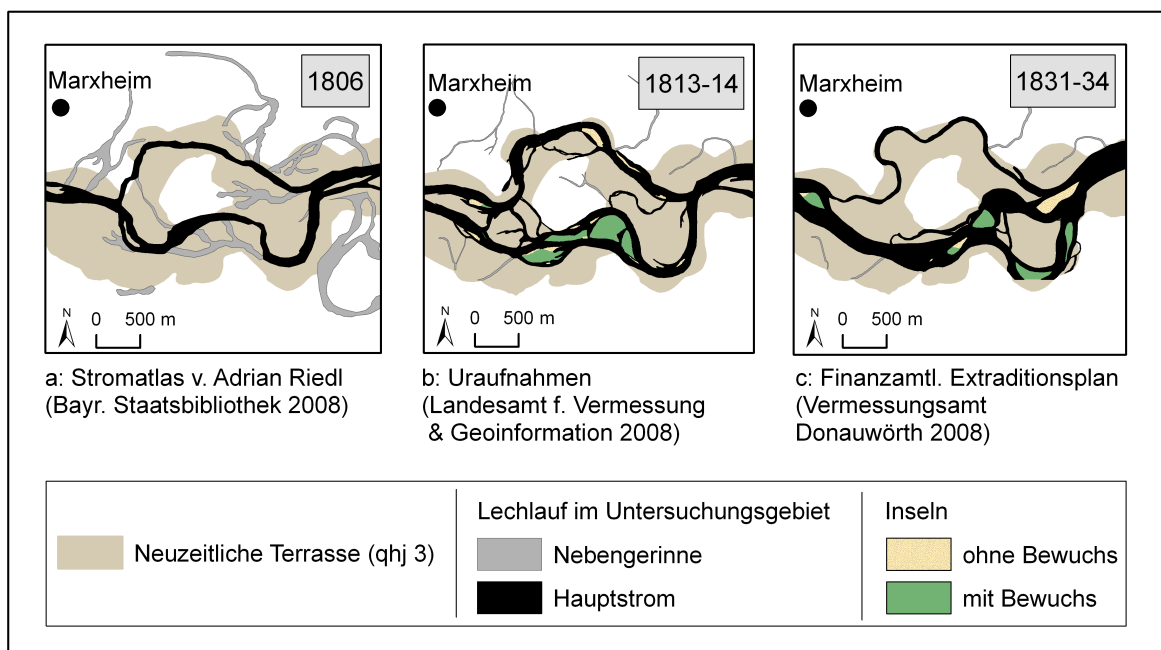


Abb. 36: Vergleich historischer Flussläufe im Donautal unterhalb der Lechmündung.

1813/14 ist stärker verzweigt als der nördliche. Beide erreichen jedoch nicht den Verzweigungsgrad des untersuchten Flussabschnitts am Lech (Tab. 5). 1831/34 liegen die Werte für den nun dominierenden südlichen Arm bei beiden Parametern höher, der visuelle Eindruck einer mäandrierenden Dynamik ist im Kartenbild jedoch eindeutig.

5.5 Zwischenresümee

Im Untersuchungsgebiet sind insgesamt zwei würmzeitliche und neun holozäne Terrassen erhalten. Sie sind in den kartierten Abschnitten des Lech- und des Donautals unterschiedlich ausgeprägt. In den Abbildungen 37 und 38 sind alle Terrassen und weitere morphologische Formen im gesamten Untersuchungsgebiet dargestellt. In Tabelle 7 ist die Terrassenstratigraphie mit den jeweiligen Altersbelegen für jede Terrasse aufgelistet. Die schematischen Talquerprofile (Abb. 39, 40, 41) für den südlichen und nördlichen Abschnitt des Lechtals und für das Donautal zeigen den Aufbau des jungquartären Talbodens. Im Folgenden werden die Ergebnisse zu Verbreitung, Morphologie, Aufbau und Alter der einzelnen Terrassen kurz zusammengefasst.

Niederterrassen sind im Untersuchungsgebiet nur kleinräumig erhalten. Die Reste der **hochwürmzeitlichen Niederterrasse** (NT 1) im südlichen Lechtalabschnitt liegen 1 bis 3 m höher als der holozäne Talboden. Sie zeigen keine morphologisch auffälligen Rinnenstrukturen. Die Quartärbasis liegt hier in einer ähnlichen Tiefenlage wie unter den holozänen Terrassen. Die hochwürmzeitliche Altersstellung beruht auf morphostratigraphischen Kriterien. Am Westrand des Untersuchungsgebietes grenzen mittelholozäne Lechablagerungen an die hochwürmzeitliche Niederterrasse der Donau, deren Oberfläche hier tiefer liegt als die der benachbarten Lechterrasse.

Die **spätwürmzeitliche Niederterrasse** (NT 3) ist im südlichen Lechtalabschnitt in mehrere Terrassenreste aufgeteilt. Sie liegt hier einige Dezimeter bis 1,5 m höher als die holozänen Terrassen und besitzt keine erkennbaren Rinnenstrukturen. Die Quartärmächtigkeit liegt meist ähnlich tief wie im Bereich jüngerer Terrassen. Im Donautal ist die spätwürmzeitliche Niederterrasse nur südöstlich der Lechmündung erhalten und liegt bis zu 3 m höher als die angrenzende mittelholozäne Terrasse. Auf der Terrassenoberfläche ist eine deutliche mäandrierende Rinne erhalten, deren Entstehung vermutlich nicht auf einen Donaulauf zurückzuführen ist. In einigen Bohrungen gibt es Hinweise auf eine Zweiteilung des bis 14 m mächtigen Kieskörpers. Im einzigen Aufschluss zeigt der Kieskörper die Schichtung eines Vertikalschotters. Durch die Datierung der vermoorten Randsenkenfüllung kann die Terrassenbildung in das Spätglazial gestellt werden.

Eine **altholozäne Terrasse** (qha) ist im südlichen Lechtalabschnitt großflächig, im Lechmündungsgebiet nur inselartig erhalten. Ihre Oberfläche liegt zwischen 0,5 und 2 m höher als die jüngerer Terrassen. Es gibt kaum Hinweise auf das ehemalige Gerinnemuster. An den Außenrändern der Terrasse sind einzelne, schwach ausgebildete Mäanderbögen zu erkennen. Die Quartärbasis liegt unter den südlichen Terrassenarealen etwa 5 bis 9 m, unter den nördlichen zwischen 10 und 14 m unter Flur. Die Terrassenbildung kann aufgrund mehrerer subfossiler Kiefern aus ihrem Kieskörper in das Präboreal und das frühe Boreal gestellt werden. Im Mündungsgebiet des Lechs

und dem angrenzenden Donautal deuten mehrere Bohrungen und die datierte Terrassenstapelung in der Grube Eggelstetten auf einen altholozänen Sockelschotter unter jüngeren Terrassen.

Im Mittelholozän entstanden mehrere Terrassen. Die **atlantische Terrasse** (qhm1) ist nur im Lechtal erhalten und endet ca. 15 km oberhalb der Lechmündung. Die Terrasse liegt meist 1 m höher als die angrenzende subboreale Terrasse und besitzt stellenweise eine mäandrierende Außengrenze. Die Quartärmächtigkeit schwankt im Terrassenbereich zwischen 5 und 10 m. Aufgrund archäologischer Daten und ihrer morphostratigraphischen Lage wird die Bildung der Terrasse in das Atlantikum gestellt.

Die **subboreale Terrasse** (qhm2) ist die am großflächigsten erhaltene Terrasse im Untersuchungsgebiet. Im südlichen Abschnitt des Lechtals nimmt sie eine langgestreckte Fläche etwa 0,5 m über den jungholozänen Terrassen ein. Die Terrasse kann mit Annäherung an die Lechmündung morphologisch und sedimentologisch in Kiesrücken und feinklastisch verfüllte Rinnen gegliedert werden. Auf den Kiesrücken sind teils deutlich mäandrierende, teils verzweigte Rinnen erhalten. Im Lechmündungsgebiet breitet sich die subboreale Terrasse weit in das angrenzende Donautal aus. Hier kann ein westliches, vermutlich älteres, von einem östlichen Terrassenareal unterschieden werden. Die beiden Areale umfassen mehreren Rücken und Senken und werden von einer teilweise vermoorten Randsenke getrennt. Im südlichen Bereich des Lechtals liegt die Quartärbasis zwischen 5 und 9 m, kann aber im Mündungsgebiet bis auf 14 m ansteigen. In der Grube Eggelstetten konnte eine Stapelung des subborealen Kieskörpers auf altholozänen Auen- und Flussablagerungen nachgewiesen werden. Vermutlich ist ein liegender Schotterkörper weiträumig unter der subborealen Terrasse im Lechmündungsgebiet und im angrenzenden Donautal erhalten. Die subboreale Terrasse im Donautal unterhalb der Lechmündung entspricht morphologisch den Lechterrassen. Oberhalb der Mündung sind die subborealen Donauterrassen dagegen eindeutig mäandergeformt. Die Bildungsphase der subborealen Terrasse kann nach zahlreichen Datierungen aus ihrem Kieskörper der zweiten Hälfte des Subboreals zugeordnet werden. Vermutlich ist das westliche Areal der Lechterrasse im Donautal schon früher entstanden.

Die **jungholozänen Terrassen** (qhj) begleiten die rezenten Flussläufe von Lech und Donau. Sie sind meist als Reihenterrassen ausgebildet. Im Lechtal und im Donautal unterhalb der Lechmündung sind sechs Terrassen erhalten und zeigen stellenweise sowohl eine mäandrierende als auch eine verzweigte Morphologie, wobei an der Lechmündung und im Donautal Paläomäander dominieren. Im Donautal oberhalb der Mündung sind nur vier jungholozäne Terrassen erhalten, die alle deutlich mäandergeformt sind. Die Quartärbasis liegt unter allen jungholozänen Terrassen in etwa gleicher Tiefenlage und steigt von 3 bis 7 m im südlichen Untersuchungsgebiet bis auf 10

bis 15 m im Lechmündungsgebiet und dem angrenzenden Donautal an. Vermutlich liegen hier noch ältere Flussbettablagerungen unter den jungholozänen Terrassen. Die Terrassen tragen fast immer eine Auenmergeldecke von mindestens mehreren Dezimetern Mächtigkeit. Durch die Altereinstufung mittels Morphostratigraphie, archäologischen Daten, ^{14}C -Altern, Lumineszenzdatierungen und historischen Karten konnten die jungholozänen Terrassen folgenden Bildungsphasen zugeordnet werden:

Eisenzeit (qhj1₁)

Römerzeit (qhj1₂)

Frühes bis Hochmittelalter (qhj2₁)

Spätmittelalter (qhj2_{2a})

Frühe Neuzeit (qhj2_{2b})

Neuzeit (qhj3)

Flussläufe in historischen Karten aus dem 18. und 19. Jahrhundert verweisen auf ein verzweigtes Gerinnemuster mit einzelnen Mäandern am Lech und eine mäandrierende Flussdynamik an der Donau oberhalb der Lechmündung, während die ehemaligen Donauläufe unterhalb eine Übergangsform beider Flusstypen zeigen.

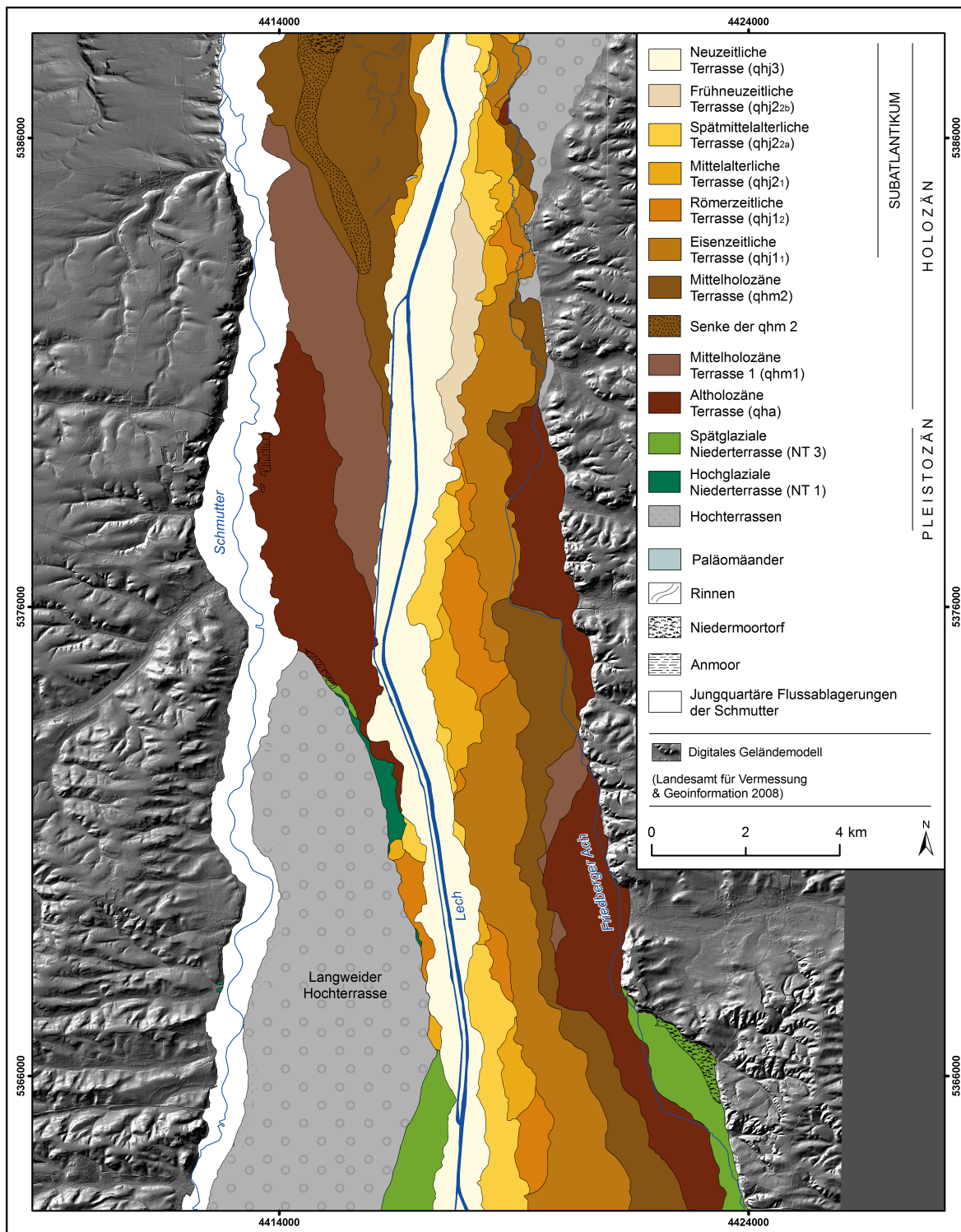


Abb. 37: Die jungquartären Terrassen im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

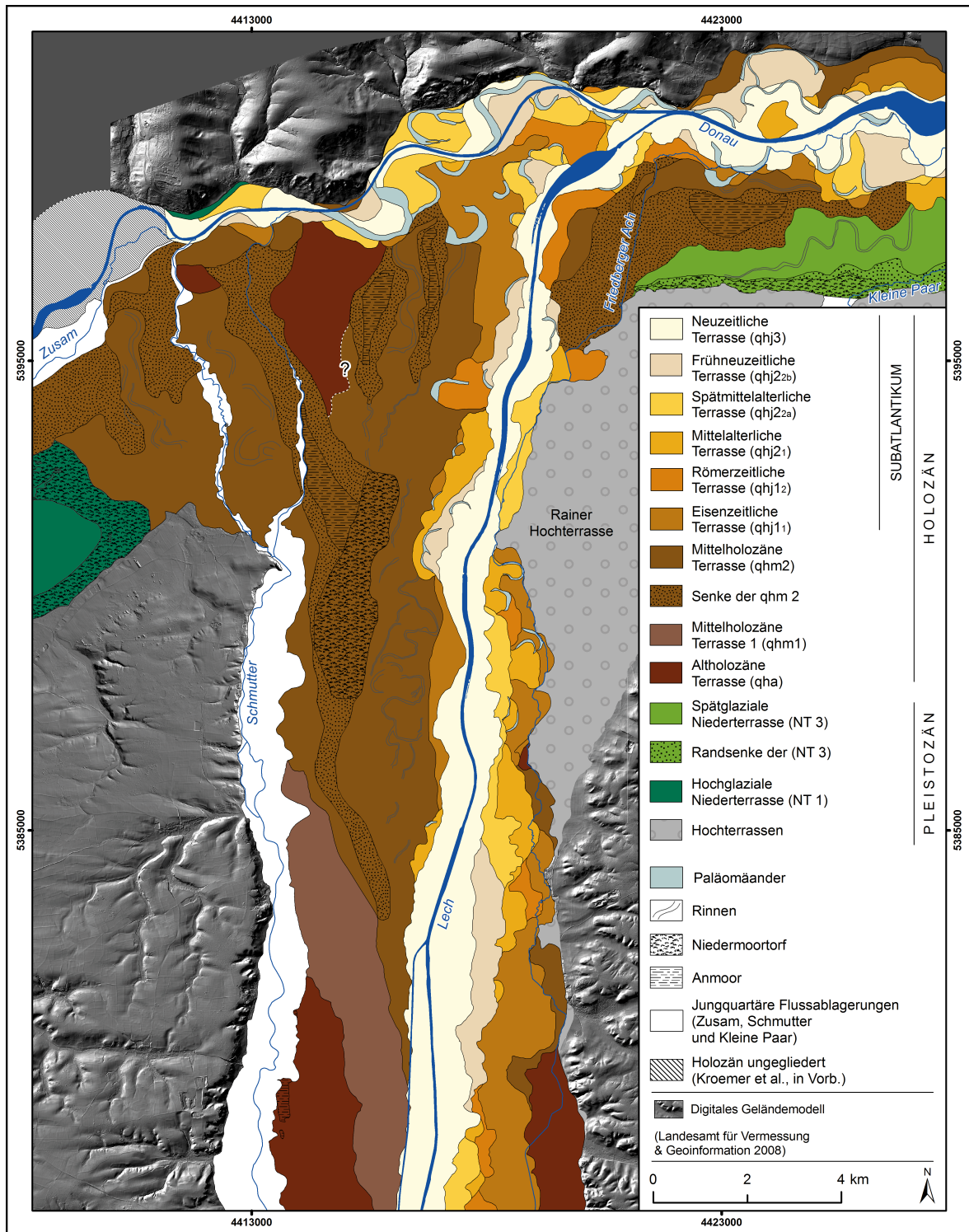


Abb. 38: Die jungquartären Terrassen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

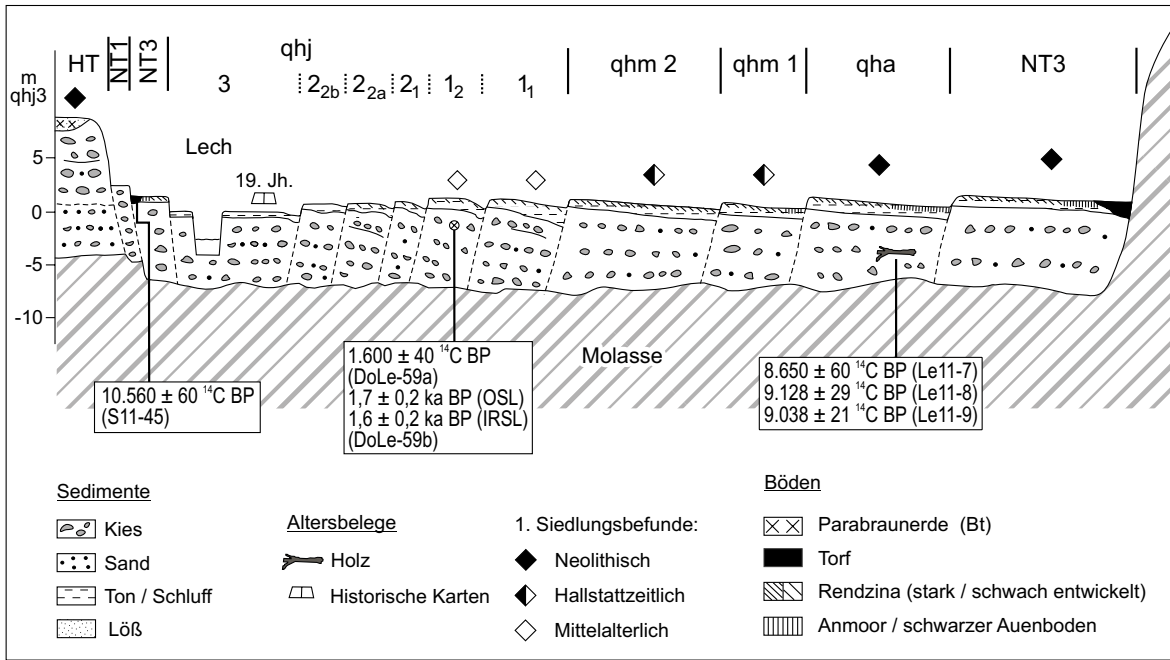


Abb. 39: Schematisches Querprofil des südlichen Lechtalabschnitts (konstruiert aus dem digitalen Geländemodell, Geländekartierungen, Bohrungen und Aufschlüssen).

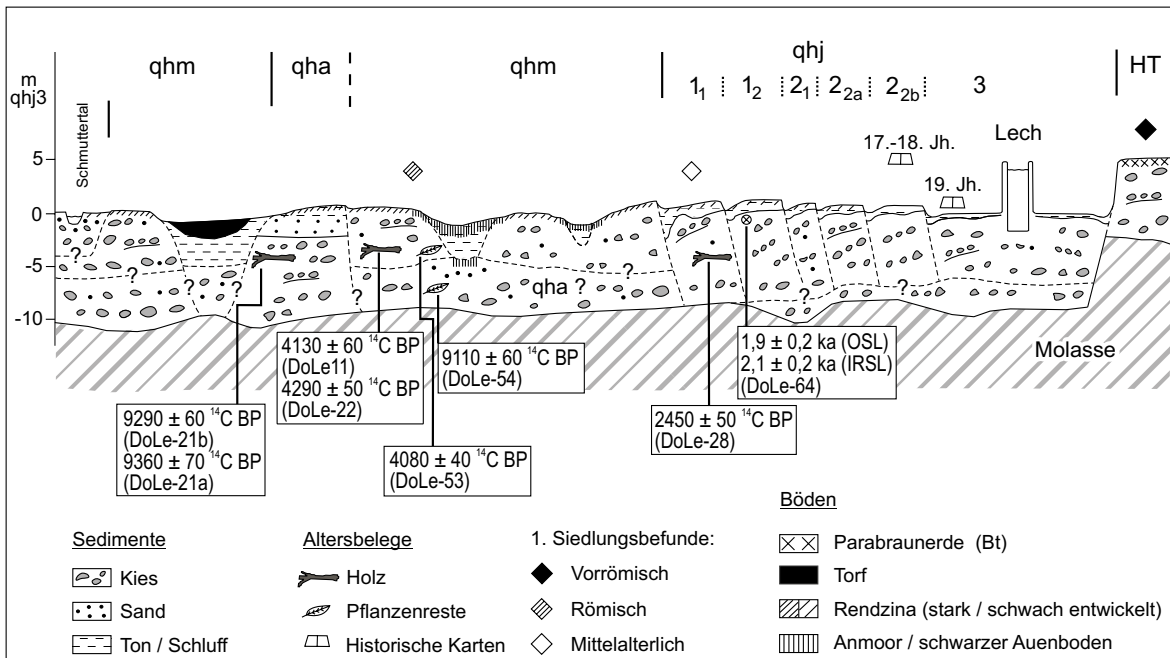


Abb. 40: Schematisches Querprofil der Lechablagerungen im Lechmündungsgebiet (konstruiert aus dem digitalen Geländemodell, Geländekartierungen, Bohrungen und Aufschlüssen).

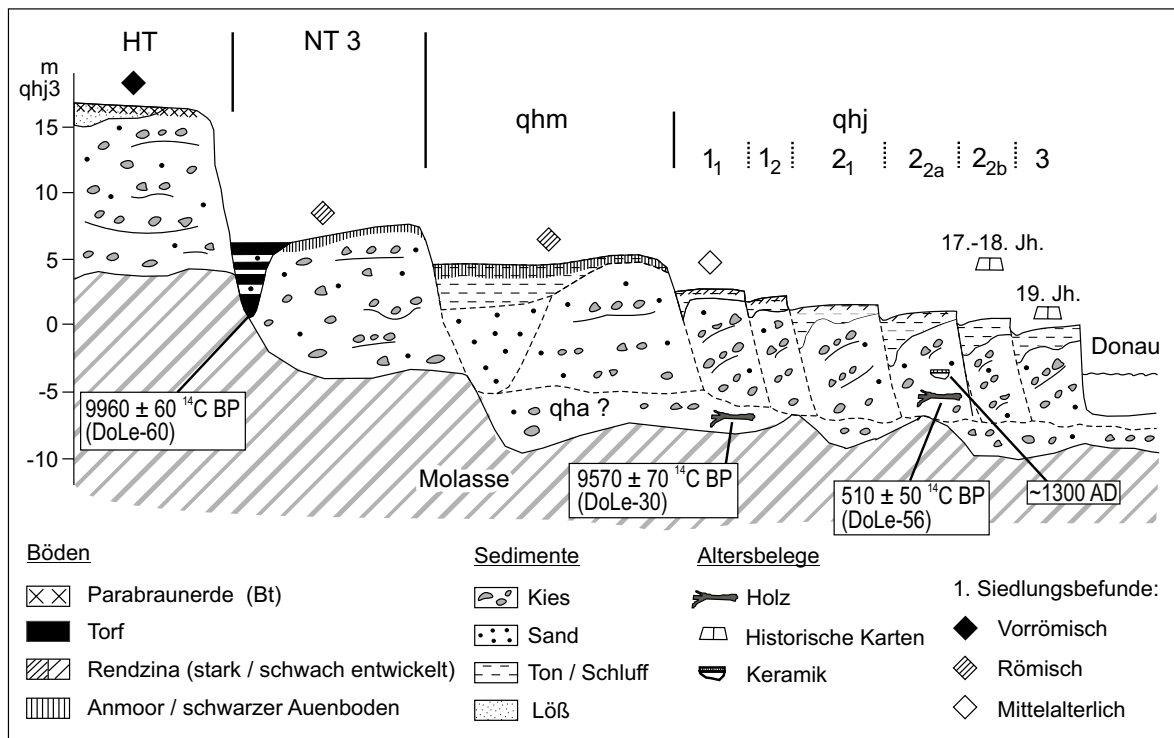


Abb. 41: Schematisches Querprofil des Donautals im Bereich oberhalb und unterhalb der Lechmündung (konstruiert aus dem digitalen Geländemodell, Geländekartierungen, Bohrungen und Aufschlüssen).

Tab. 7: Terrassenstratigraphie im unteren Lech- und angrenzenden Donautal mit Angabe von Altersbelegen.

Terrasse		Altersbelege
Neuzeitliche Terrasse (qhj 3)	Jungholozäne Terrassen (Subatlantikum)	Historische Karten aus dem 19. Jahrhundert.
Frühneuzeitliche Terrasse (qhj 2 _b)		Historische Karten aus dem 17. und 18. Jahrhundert.
Spätmittelalterliche Terrasse (qhj 2 _a)		<ul style="list-style-type: none"> DoLe-5: 715 ± 30 ¹⁴C BP (Pferdekiefer aus Kieskörper) DoLe-56: 510 ± 50 ¹⁴C BP (Baumstamm aus Kieskörper) Keramikscherbe aus Kieskörper: ~ 1300 n. Chr.
Mittelalterliche Terrasse (qhj 2 ₁)		Morphostratigraphische Einstufung
Römerzeitliche Terrasse (qhj 1 ₂)		<ul style="list-style-type: none"> DoLe-59a: 1.600 ± 40 ¹⁴C BP (Holzkohle aus Kieskörper) Lumineszenzalter von Sandlinsen im Kieskörper: <ul style="list-style-type: none"> DoLe-59b: 1,7 ± 0,2 ka BP (OSL) & 1,6 ± 0,2 ka BP (IRSL) DoLe-64: 1,9 ± 0,2 ka BP (OSL) & 2,1 ± 0,2 ka BP (IRSL)
Eisenzeitliche Terrasse (qhj 1 ₁)		DoLe-28: 2.450 ± 50 ¹⁴ C BP ¹⁴ C BP (Holz-Lesefund aus Kieskörper)
Subboreale Terrasse (qhm 2)	Hölzer, Torf und Pflanzenreste von der Basis des Kieskörpers: <ul style="list-style-type: none"> DoLe-1: 4.090 ± 70 ¹⁴C BP DoLe-11: 4.130 ± 60 ¹⁴C BP DoLe-22: 4.290 ± 50 ¹⁴C BP DoLe-53: 4.080 ± 40 ¹⁴C BP Holz-Lesefunde aus Kieskörper: <ul style="list-style-type: none"> DoLe-14: 3.780 ± 60 ¹⁴C BP Le11-4: 3.685 ± 24 ¹⁴C BP Le11-14: 3.221 ± 54 ¹⁴C BP (Schnecken- schale aus Kieskörper) Altershinweise auf der Terrassenfläche: <ul style="list-style-type: none"> Hallstattzeitliche Grabhügel Römerzeitliche Siedlungsbefunde & Römerstraße 	
Atlantische Terrasse (qhm 1)	Altershinweise auf der Terrassenfläche: <ul style="list-style-type: none"> Hallstattzeitliche Grabhügel Römerzeitliche Siedlungsbefunde & Römerstraße 	
Altholozäne Terrasse (qha) Präboreal bis Boreal	Baumstämme aus Kieskörper: <ul style="list-style-type: none"> DoLe-21a: 9.360 ± 70 ¹⁴C BP DoLe-21b: 9.290 ± 60 ¹⁴C BP DoLe-30: 9.570 ± 70 ¹⁴C BP* Le11-7: 8.650 ± 60 ¹⁴C BP Le11-8: 9.128 ± 29 ¹⁴C BP Le11-9: 9.038 ± 21 ¹⁴C BP DoLe-54: 9.110 ± 60 ¹⁴C BP (Pflanzenreste aus Kieskörper)* * aus Sockelschotter Altershinweise auf der Terrassenfläche: <ul style="list-style-type: none"> Hallstattzeitliche Grabhügel Neolithische Siedlungsbefunde 	
Spätglaziale Niederterrasse (NT 3)	<ul style="list-style-type: none"> DoLe-60: 9.920 ± 60 ¹⁴C BP (Pflanzenreste von der Basis der Randsenkenfüllung) S11/45: 10.560 ± 40 ¹⁴C BP (Pflanzenreste von der Basis der Deckschichten) 	
Hochglaziale Niederterrasse (NT 1)	Morphostratigraphische Einstufung	

Tab. 8: ^{14}C -Datierungen aus dem unteren Lech- und angrenzenden Donautal.

Probe	Material	Rechts- / Hochwert	Terrasse	Entnahme- tiefe u. GOK	^{14}C -Alter / kalibriertes Alter (2 sigma)	Delta ^{13}C	Labor- nummer
DoLe-1	Torf	44 10 600 53 96 600	qhm2	4,8 m	4.090 ± 40 ^{14}C BP 4.815 – 4.753 cal BP (20 %) 4.712 – 4.512 cal BP (72 %) 4.483 – 4.442 cal BP (7 %)	-27,4	Beta- 245224
DoLe-5	Pferdekiefer	44 27 400 53 98 400	qhj2 _{2a}	Lesefund aus Kieskörper	715 ± 30 ^{14}C BP 689 – 653 cal BP (97 %) 577 – 573 cal BP (3 %)	k.A.	Poz- 32651
DoLe-11	Baumstamm (<i>juniperus</i>)	44 15 150 53 94 680	qhm2	3 m	4.130 ± 60 ^{14}C BP 4.839 – 4.512 cal BP (96 %) 4.483 – 4.442 cal BP (4 %)	-23,9	Beta- 245225
DoLe-14	Holz	44 13 360 53 89 280	qhm2	Lesefund aus Kieskörper	3.780 ± 60 ^{14}C BP 4.408 – 3.979 cal BP	-26,7	Beta- 245226
DoLe-19	Baumstamm (<i>populus</i>)	44 14 825 53 97 852	qhj2 _{2a}	2,8 m	2.770 ± 50 ^{14}C BP 2.992 – 2.762 cal BP	-24,8	Beta- 254599
DoLe- 21a	Baumstamm (<i>pinus</i>)	44 15 114 53 97 012	qha	3,2 m	9.360 ± 70 ^{14}C BP 10.747 – 10.394 cal BP	-26,4	Beta- 254600
DoLe- 21b	Baumstamm (<i>pinus</i>)	44 15 114 53 97 012	qha	4,2 m	9.290 ± 60 ^{14}C BP 10.657 – 10.616 cal BP (4 %) 10.607 – 10.266 cal BP (96 %)	-25,6	Beta- 256321
DoLe-22	Baumstamm (<i>juniperus</i>)	44 15 170 53 94 678	qhm2	3,8 m	4.290 ± 50 ^{14}C BP 4.968 – 4.822 cal BP	-20,9	Beta- 256322
DoLe-26	Holz	44 15 240 53 96 895	qha (Deck- schicht)	2 m	5.090 ± 60 ^{14}C BP 5.941 – 5.661 cal BP	-27,3	Beta- 254601
DoLe-28	Holz	44 18 647 53 90 134	qhj1 ₁	ca. 4 – 5 m (Lesefund aus Kieskörper)	2.450 ± 50 ^{14}C BP 2.725 – 2.349 cal BP	-27,4	Beta- 264946
DoLe-30	Baumstamm (<i>pinus</i>)	44 25 726 53 98 929	qha (Sockel- schotter)	ca. 6 m (Lesefund aus Kieskörper)	9.570 ± 70 ^{14}C BP 11.180 – 10.671 cal BP	-26,4	Beta- 264947
DoLe-45	Pflanzenreste	44 15 200 53 96 990	qha (Deck- schicht)	2,2 m	4.910 ± 40 ^{14}C BP 5.724 – 5.588 cal BP	-26,9	Beta- 281368
DoLe-53	Pflanzenreste	44 15 229 53 94 882	qhm2	2,2 m	4.080 ± 40 ^{14}C BP 4.811 – 4.756 cal BP (17 %) 4.707 – 4.667 cal BP (8 %) 4.655 – 4.497 cal BP (63 %) 4.488 – 4.438 cal BP (12 %)	-25,7	Beta- 262203
DoLe-54	Pflanzenreste	44 15 229 53 94 882	qha (Sockel- schotter)	4,5 m	9.110 ± 60 ^{14}C BP 10.413 – 10.191 cal BP	-24,7	Beta- 262204
DoLe-56	Baumstamm (<i>prunus</i>)	44 21 284 53 99 362	qhj2 _{2a}	3,1 m	510 ± 50 ^{14}C BP 635 – 594 cal BP (23 %) 562 – 498 cal BP (77 %)	-25,0	Beta- 265924
DoLe- 59a	Holzkohle	44 17 680 53 75 710	qhj1 ₂	1,2	1.600 ± 40 ^{14}C BP 1.565 – 1.395 cal BP	-25,6	Beta- 265925

DoLe-60	Pflanzenreste	44 24 501 53 96 558	NT 3 (Rand- senken- füllung)	6,5 m	9.920 ± 60 ¹⁴ C BP 11.609 – 11.520 cal BP (13 %) 11.505 – 11.217 cal BP (87 %)	-27,3	Beta- 265926
Le11-4	Holz	44 13 684 53 87 596	qhm2	Lesefund aus Kieskörper	3.685 ± 24 ¹⁴ C BP 4.090 – 3.963 cal BP (95 %) 3.946 – 3.928 cal BP (5 %)	-26,9	Hd- 29905
Le11-7	Baumstamm (<i>pinus</i>)	44 22 070 53 64 850	qha	Lesefund aus Kieskörper	8.650 ± 60 ¹⁴ C BP 9.741 – 9.528 cal BP	-25,2	Beta- 302265
Le11-8	Baumstamm (<i>pinus</i>)	44 22 070 53 64 850	qha	Lesefund aus Kieskörper	9.198 ± 29 ¹⁴ C BP 10.491 – 10.455 cal BP (7 %) 10.439 – 10.248 cal BP (93 %)	-27,2	Hd- 29982
Le11-9	Baumstamm (<i>pinus</i>)	44 22 070 53 64 850	qha	Lesefund aus Kieskörper	9.038 ± 21 ¹⁴ C BP 10.237 – 10.190 cal BP	-27,4	Hd- 29996
Le11-10	Holz	44 16 000 53 84 440	qhm2	Lesefund aus Kieskörper	4.469 ± 23 ¹⁴ C BP 5.285 – 5.158 cal BP (58 %) 5.142 – 5.098 cal BP (13 %) 5.089 – 5.031 cal BP (20 %) 5.016 – 4.976 cal BP (9 %)	-24,2	Hd- 29997
Le11-14	Schnecken- schale	44 15 243 53 83 915	qhm2	1,5 m	3.221 ± 54 ¹⁴ C BP 3.569 – 3.356 cal BP	-12,5	Erl- 16307
Le11-22	Holz	44 16 009 53 84 443	qhm2	2,4 m	6.800 ± 60 ¹⁴ C BP 7.740 – 7.569 cal BP	-26,3	Beta- 302266
Le11-25	Holz	44 17 950 53 75 600	qhj ₁ 2	Lesefund aus Kieskörper	7.650 ± 60 ¹⁴ C BP 8.553 – 8.369 cal BP	-21,2	Beta- 302267
S11/6	Pflanzenreste	44 14 868 53 74 632	qha (Deck- schicht)	1,7 m	2.880 ± 30 ¹⁴ C BP 3.139 – 3.127 cal BP (2 %) 3.108 – 3.094 cal BP (2 %) 3.080 – 2.923 cal BP (94 %) 2.905 – 2.889 cal BP (2 %)	-28,5	Beta- 296235
S11/45	Pflanzenreste	44 15 140 53 74 288	NT 3 (Deck- schicht)	0,83 m	10.560 ± 40 ¹⁴ C BP 12.772 – 12.393 cal BP	-29,6	Beta- 303176
S11/72a	Pflanzenreste	44 14 516 53 89 560	qhm2 (Deck- schicht)	0,85 m	817 ± 24 ¹⁴ C BP 774 – 685 cal BP	-31,0	MAMS- 14529
S11/72b	Torf	44 14 516 53 89 560	qhm2 (Deck- schicht)	0,96 m	3.432 ± 26 ¹⁴ C BP 3.825 – 3.790 cal BP (10,7 %) 3.770 – 3.746 cal BP (4,1 %) 3.730 – 3.613 cal BP (80,3 %) 3.596 – 3.594 cal BP (0,2 %)	-29,0	MAMS- 14530
S11/72c	Torf	44 14 516 53 89 560	qhm2 (Deck- schicht)	1,24 m	3.062 ± 26 ¹⁴ C BP 3.356 – 3.216 cal BP	-27,4	MAMS- 14531

Tab. 9: Lumineszenz-Datierungen aus dem unteren Lech- und angrenzenden Donautal.

Probe ¹	Fazies	Rechts- / Hochwert (Terrasse)	Entnahmefläche u. GOK ² (m)	Korngrößen- intervall (µm)	Radionuklid- konzentration ³			Kosmische Dosisrate (Gy/a)	Wassergehalt (%)	Gesamte Dosisrate (Gy/a)	n ⁴	De ⁵ (Gy)	Übersetzung ⁶ (%)	Gewichtete ⁷ Schicht	Lumineszenz- alter ⁸ (ka BP)
					K (%)	U (ppm)	Th (ppm)								
DoLe 59b (Q)	Flussbettablagerungen	44 17 680	1,2	150-200	0,46 ± 0,01	1,19 ± 0,02	1,54 ± 0,05	0,19 ± 0,02	10 ± 7	0,93 ± 0,07	30	1,61 ± 0,12	39	2,6	FMM: 1,7 ± 0,2
DoLe 59b (Fs)		53 75 710 (qhj ¹ ₂)													
DoLe 64 (Q)	Flussbettablagerungen	44 17 150	0,35	150-200	0,39 ± 0,01	0,83 ± 0,02	1,29 ± 0,05	0,22 ± 0,03	10 ± 7	0,80 ± 0,06	42	1,49 ± 0,09	52	3,6	FMM: 1,9 ± 0,2
DoLe 64 (Fs)		53 94 300 (qhj ¹ ₂)													
DoLe 66 (Q)	Rinnenfüllungen	44 15 149	1,2	150-200	0,53 ± 0,01	1,94 ± 0,03	2,51 ± 0,08	0,19 ± 0,02	10 ± 7	1,21 ± 0,09	32	4,81 ± 0,30	25	0,8	CAM: 4,0 ± 0,4
DoLe 66 (Fs)		53 94 669 (qhm ²)													
DoLe 10 (Polymmin)	Rinnenfüllungen	44 14 990	1,05	4-12	0,47 ± 0,01	2,50 ± 0,05	2,75 ± 0,09	0,19 ± 0,02	17 ± 7	1,82 ± 0,25	5	6,69 ± 0,36	3	0,3	CAM: 4,3 ± 0,5
DoLe 25 (Polymmin)		53 95 610 (qhm ²)													
DoLe 25 (Polymmin)	Rinnenfüllungen	44 15 180	1,9	4-12	0,40 ± 0,01	2,50 ± 0,05	2,29 ± 0,09	0,17 ± 0,02	17 ± 7	1,69 ± 0,24	5	9,45 ± 0,59	0	0,1	CAM: 5,6 ± 0,9
DoLe 63 (Q)		53 94 680 (qhm ²)													
DoLe 63 (Fs)	Crevasse splay	44 20 800	0,4	150-200	0,55 ± 0,01	0,96 ± 0,02	1,82 ± 0,06	0,21 ± 0,03	10 ± 7	1,00 ± 0,08	35	4,30 ± 0,32	65	3,0	FMM: 4,3 ± 0,5
DoLe 8 (Q)		53 99 670 (qhj ³)													
DoLe 8 (Q)	Crevasse splay	44 20 800	0,4	150-200	0,57 ± 0,01	0,93 ± 0,03	1,74 ± 0,06	0,21 ± 0,03	10 ± 7	1,00 ± 0,06	38	0,01 ± 0,35	116	7,5	L-5%: 0,01 ± 0,4
DoLe 8 (Fs)		53 99 670 (qhj ³)													
DoLe 8 (Fs)	Crevasse splay									1,66 ± 0,17	39	3,3 ± 0,2	93	1,8	L-5%: 2,0 ± 0,2

Probe ¹	Fazies	Rechts- / Hochwert (Terrasse)	Entnahmetiefe u. GOK ² (m)	Korngrößen- intervall (µm)	Radionuklid- konzentration ³			Kosmische Dosisrate (Gy/a)	Wassergehalt (%)	Gesamte Dosisrate (Gy/a)	n ⁴	De ⁵ (Gy)	Überstreuung ⁶ (%)	Gewichtete Schiefe ⁷	Lumineszenz- alter ⁸ (ka BP)
					K (%)	U (ppm)	Th (ppm)								
Dole 69 (Q)	Sandstreifige Aurinnenfazies	44 14 800	1,8	150-200	0,88 ± 0,01	1,57 ± 0,03	3,88 ± 0,12	0,18 ± 0,02	10 ± 7	1,50 ± 0,12	38	1,43 ± 0,10	59	4,0	FMM: 1,0 ± 0,1
Dole 69 (Fs)		53 97 800 (qh)2 _{2a}													
Dole 24 (Q)		44 27 400	0,85	150-200	0,64 ± 0,01	0,93 ± 0,03	1,71 ± 0,06	0,20 ± 0,03	10 ± 7	1,05 ± 0,07	42	1,06 ± 0,13	65	2,5	FMM: 1,0 ± 0,2
Dole 24 (Fs)		53 98 400 (qh)2 _{2a}													

¹ Q = Quarz, Fs = Feldspat, Polymin = Polyminerale Feinkornprobe

² GOK = Geländeoberkante

³ K = Kalium, U = Uran, Th = Thorium

⁴ n = Anzahl der gemessenen Aliquots

⁵ De = Äquivalenzdosis

⁶ Überstreuung = *overdispersion sensu GALBRAITH et al. (1999)*

⁷ Gewichtete Schiefe = *standardised weighted skewness sensu BAILEY & ARNOLD (2006)*; statistisch signifikant bei Werten > 1

⁸ Mit Angabe des Altersmodells, das durch den Entscheidungsprozess von BAILEY & ARNOLD (2006) vorgeschlagen wurde; FMM = *finite mixture model* (ersetzt hier das *minimum age model*), CAM = *central age model*, L-5% = L-x% *sensu OLLEY et al. (1998)*

6. Diskussion

6.1 Zuverlässigkeit und zeitliche Auflösung der Lumineszenzmessungen im Vergleich mit anderen Altersbelegen

Die Lumineszenzmessungen der fluvialen Ablagerungen holozänen Alters zeigten, dass die Sedimente in den verschiedenen beprobten Sedimentfazien unterschiedlich starke Bleichungsgrade aufweisen. So enthielten fast alle Proben eine große Anzahl unvollständig gebleichter Sedimentkörner. Doch durch die Verwendung von *minimum age models* (FMM, L-x%) waren für die Proben aus den meisten Sedimentfazien zuverlässige Altersberechnungen möglich. Anhand der statistischen Parameter Überstreuung, Kurtosis und Schiefe wurden die verschiedenen Altersmodelle nach dem modifizierten Entscheidungsprozess von BAILEY & ARNOLD (2006) ausgewählt. Die Proben, für die dieser Entscheidungsprozess auf ein *central age model* (CAM) verwies, wurden als gut gebleicht angesehen. Bei Verwendung des FMM sind sie unvollständig gebleicht, enthalten aber einen signifikanten Anteil gut gebleichter Körner. Führte der Entscheidungsprozess zum L-x% Ansatz, wurde die unvollständige Bleichung der Proben als stark eingestuft. Werte für Überstreuung und Schiefe, das jeweils angewendete Modell und die Ergebnisse der Lumineszenzmessungen sind in Tab. 9 aufgeführt.

In den folgenden Abschnitten werden die Lumineszenzalter mit den unabhängigen Alterskontrollen verglichen. Dabei ist zu beachten, dass die anderen Datierungsverfahren meist nicht das Sedimentationsalter der gleichen Sedimentschicht wiedergeben, sondern den Zeitraum der Ablagerung durch Mindest- und Maximalalter eingrenzen. In Abbildung 42 sind diese Zeiträume und die Altersverteilung der Grobkornproben eingetragen, wobei die einzelnen De-Werte durch die Division mit der jeweiligen Dosisrate berechnet wurden.

Die Proben DoLe-59 und DoLe-64 stammen aus **Flussbettablagerungen** und bei beiden war sowohl die Quarz- als auch die Feldspatfraktion unvollständig gebleicht. Der Entscheidungsprozess verwies in allen Fällen auf ein FMM. Das Modell ergab bei der Probe DoLe-59b (Tab. 9) übereinstimmende Alter von $1,7 \pm 0,2$ ka (Quarz) und $1,6 \pm 0,2$ (Feldspat). Diese Alter liegen nur leicht über dem ^{14}C -Alter (1.565-1.395 cal BP) der Holzkohlefragmente in der gleichen Sandlage (DoLe-59a, Tab. 8). Die Alterswerte von DoLe-64 (Tab. 9) liegen bei $1,9 \pm 0,2$ ka (Quarz) und $2,1 \pm 0,2$ ka (Feldspat). Die archäologischen Daten geben hier keinen eindeutigen Sedimentationszeitraum vor. Vermutlich war der Mäander noch aktiv als die *villa rustica* in der späten Römerzeit aufgegeben wurde. Folglich werden die Lumineszenzalter als zutreffend oder nur leicht überbestimmt angesehen.

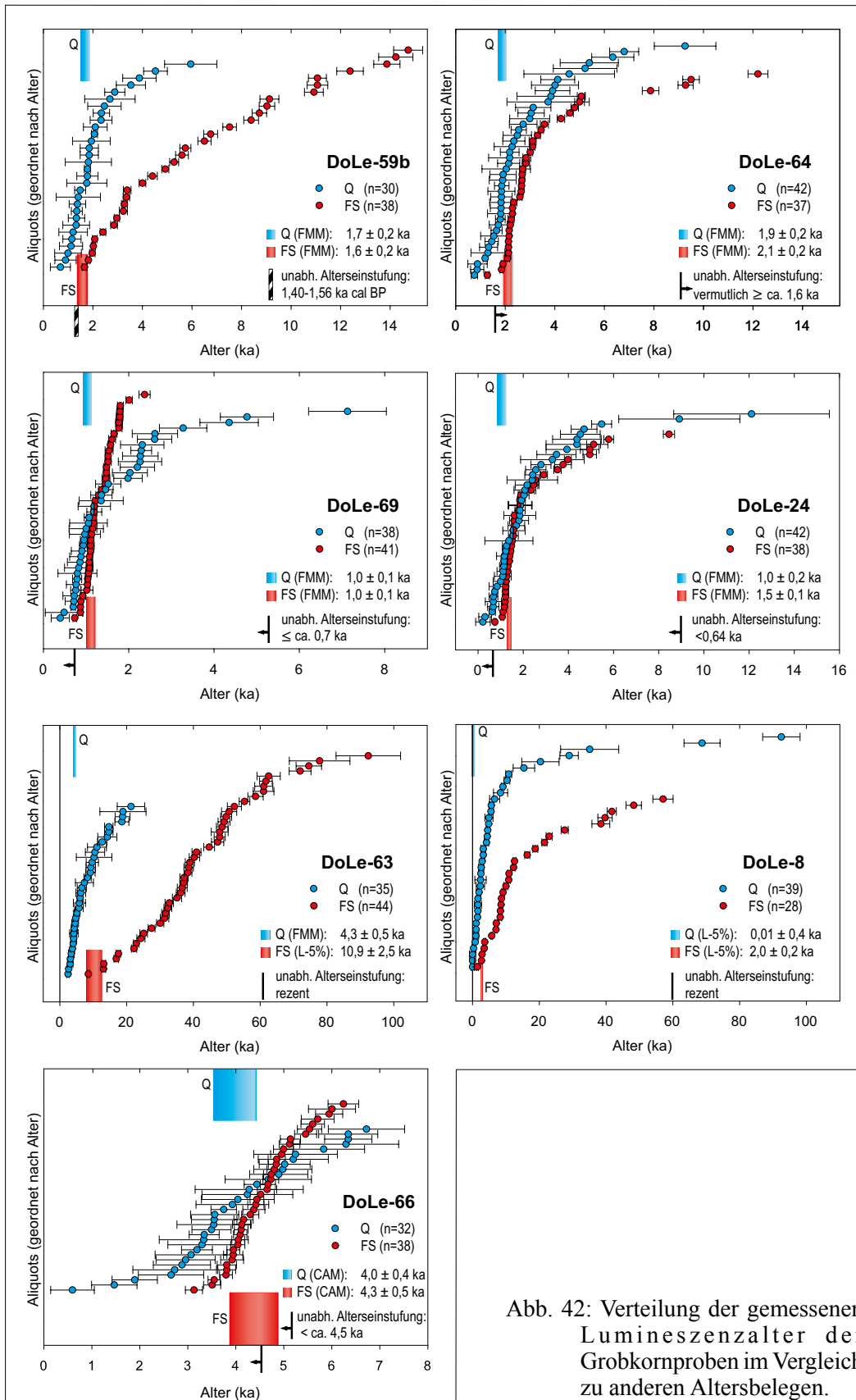


Abb. 42: Verteilung der gemessenen Lumineszenzalter der Grobkornproben im Vergleich zu anderen Altersbelegen.

Die Proben DoLe-10, -25 und -66 wurden aus **Rinnenfüllungen** in der subborealen Lechterrasse entnommen und sind jünger als der Terrassenkörper (ca. 4 – 4.500 cal BP). Bei DoLe-66 (Tab. 9) waren beide Mineralfraktionen vollständig gebleicht. Daher wurde das CAM zur Berechnung der De benutzt und ergab Alter von $4,0 \pm 0,4$ ka (Quarz) und $4,3 \pm 0,5$ ka (Feldspat). DoLe-10 und -25 (Tab. 9) wurden mit dem feldspatdominierten Signal der polymineralischen Feinkornfraktion datiert. Da diese Methode keine Analyse der De-Verteilung ermöglicht, wurde das CAM verwendet. Das IRSL-Alter der Probe DoLe-66 von $3,7 \pm 0,6$ ka stimmt mit der Alterskontrolle und dem Quarzalter von überein. Die polymineralischen Feinkornfraktion von Probe DoLe-25 (Tab. 9) ergab ein IRSL-Alter von $5,6 \pm 0,9$ ka, welches das Terrassenbildungsalter vermutlich infolge unvollständiger Bleichung überbestimmt.

Erfolgreiche Lumineszenzdatierungen von holozänen Rinnenfüllungen wurden auch von WALLINGA et al. (2001) im Rheindelta und von FIEBIG et al. (2009) an der Donau bei Wien und vom spanischen Ebro berichtet. Beide Studien nutzten grobkörnige Quarze zur Lumineszenzmessung und überprüften ihre Ergebnisse mit unabhängigen Alterskontrollen.

Die übrigen Proben stammen aus verschiedenen Sedimentfazies innerhalb der **Hochflutablagerungen**. DoLe-69 und -24 wurden jeweils aus einer sandstreifigen Aurinnenfazies an der Basis von Hochflutablagerungen entnommen, die einer jung-holozänen Terrasse mit einem Alter von etwa 700 Jahren aufliegen. In der Probe DoLe-69 (Tab. 9) ist die Feldspatfraktion besser gebleicht als die Quarzfraktion. Die De-Verteilung ist weniger schief und enthält keine hohen De-Ausreißer. Dies führt zu einem FMM für den Quarz und zu einem CAM für die Feldspäte. Das resultierende Quarzalter liegt bei $1,0 \pm 0,1$ ka und somit nur relativ geringfügig über dem bekannten Terrassenalter. Das Feldspatalter von $1,2 \pm 0,1$ ka (CAM) liegt deutlicher über der Alterskontrolle. Ein Feldspatalter, das mit dem FMM berechnet wurde, ergab hingegen wie das Quarzalter $1,0 \pm 0,1$ ka und stimmt besser mit dem Terrassenalter überein. Die De-Verteilungen der Quarz- und der Feldspatfraktion in der Probe DoLe-24 (Tab. 9) sind sich sehr ähnlich. Beide zeigen eine unvollständige Bleichung an und fordern daher die Verwendung des FMM. Das Quarzalter von $1,0 \pm 0,2$ ka liegt nur geringfügig, das Feldspatalter von $1,5 \pm 0,1$ deutlich über dem des ^{14}C -Alters eines Pferdekiefers aus dem Kieskörper (566-711 cal BP).

Zwei weitere Proben (DoLe-8 und -63, Tab. 9) stammen aus einem Durchbruch-Schwemmfächer (*crevasse splay*), der in den letzten 200 Jahren entstanden sein muss, da hier zu Beginn des 19. Jahrhunderts noch der Hauptstrom des Lechs lag. Vermutlich fand die Sedimentation dieser Hochflutablagerung erst bei einem Hochwasser im Jahr 2002 statt. Beide Proben sind stark unvollständig gebleicht und enthalten Äquivalenzdosen, die Alterswerten von mehreren tausend Jahren entsprechen. Einzig der

Quarz einer Probe (DoLe-8) ergab bei Anwendung des L-5% Ansatzes ein zutreffendes Alter von $0,01 \pm 0,4$ ka. Die *crevasse splay* Sedimente werden daher als undatierbar angesehen. Grund dafür ist wahrscheinlich eine sehr hohe Dosis, die vor dem Transport gespeichert wurde, und ein sehr kurzer Transportweg. Höchstwahrscheinlich stammen die Sedimente aus den tertiären Ablagerungen im Liegenden der holozänen Terrasse, die nur wenige Zehnermeter von der Probenentnahmestelle entfernt unterhalb einer Lechstaustufe aufgeschlossen sind.

Die Dosisrate einer Probe ist vom **Porenwassergehalt** der Sedimente abhängig. Je mehr Wasser eine Probe enthält, desto weniger externe Strahlung wirkt auf die Minerale ein und desto höher werden die errechneten Lumineszenzalter. Dieser Altersanstieg bei steigendem Wassergehalt ist in Abbildung 43 exemplarisch für eine Feinkorn- (DoLe-10) und eine Grobkornprobe (DoLe-59b) dargestellt. Bei Letzterer steigen die Feldspatalter deutlich langsamer an, da das Absinken der externen Strahlung bei steigendem Wassergehalt durch die interne Kaliumkonzentration der Kalifeldspäte abgedämpft wird. Die Altersberechnungen mit dem gewählten Wassergehalten von 10 ± 7 % (Grobkorn) bzw. $17,5 \pm 7,5$ % (Feinkorn) ergeben konsistente Alter, verglichen mit der jeweiligen Alterkontrolle. Bei höheren Werten kommt es zu einer Altersüberschätzung. Daher kann für die Proben in dieser Arbeit ein zu geringer Wassergehalt als Fehlerquelle ausgeschlossen werden. Vermutlich lagen alle Proben, genau wie auch bei ihrer Entnahme, immer über dem Grundwasserspiegel und erfuhren Feuchtigkeitsschwankungen nur durch versickernde Niederschläge und Hochwasser. Außerdem wurden alle beprobten Sedimente im Holozän abgelagert und befanden sich nie unter periglazialen Bedingungen. Für ältere, vor allem mindestens vorletztaltzeitliche

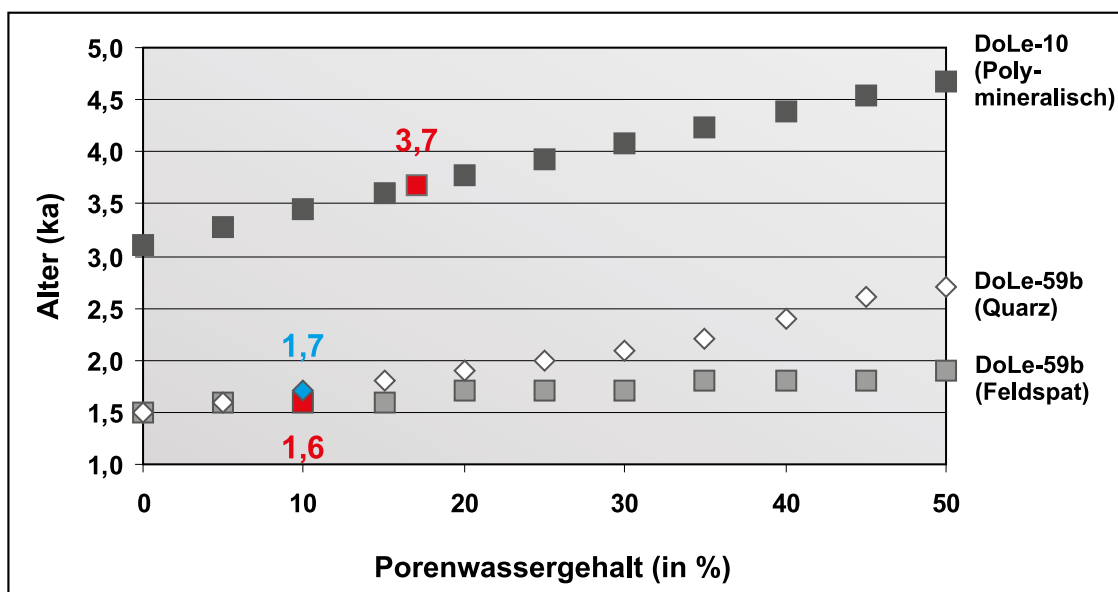


Abb. 43: Abhängigkeit der Lumineszenzalter vom Porenwassergehalt.

Sedimente, ist hingegen eine vorübergehende Wassersättigung während der Lagerung unter Permafrost zu erwarten.

Die vorliegende Studie zeigte, dass Lumineszenzdatierungen von holozänen fluvialen Ablagerungen Alterswerte liefern können, die in Übereinstimmung mit anderen Datierungen stehen. Flussbettablagerungen, sandige Rinnenfüllungen und die sandige Aurinnenfazies innerhalb von Hochflutablagerungen waren besser gebleicht als die übrigen Hochflutablagerungen. Höchstwahrscheinlich hängt der Bleichungsgrad von der Art des fluvialen Transports und der Länge des Transportweges ab, da dadurch Dauer und Intensität der Lichtexposition auf die Sedimente vor der Ablagerung bestimmt werden.

Der Entscheidungsprozess von BAILEY & ARNOLD (2006) führte bei den *single aliquot*-Messungen der Quarze in allen Fällen – außer bei den nicht datierbaren *crevasse splay* Sedimenten – zu verlässlichen oder nur gering überbestimmten Altern, obwohl der Prozess ursprünglich für *single grain*-Messungen entworfen wurde. Zu diesem Schluss führten auch die Studien von THRASHER et al. (2009). Bei den Feldspäten erwies sich dieser Entscheidungsprozess meist nicht als zuverlässig, was auf die Vielzahl an leuchtenden Feldspatkörnern in einem Aliquot zurückzuführen ist. Bei deutlich älteren Proben lässt sich der Entscheidungsprozess von BAILEY & ARNOLD (2006) wahrscheinlich nicht anwenden, da mit der Annäherung an die Sättigung des Lumineszenzsignals die De-Verteilung zu stark streut.

Die hier untersuchten, im Holozän umgelagerten Quarze ergaben Sedimentationsalter, die fast immer näher an der unabhängigen Alterskontrolle lagen, während die Feldspäte überbestimmt waren. KLASSEN (2008) hingegen führte bei der Datierung von pleistozänen Proben aus dem Alpenvorland die scheinbare Altersunterbestimmung der Quarze auf das Fehlen einer schnell bleichbaren Komponente im Lumineszenzsignal der Quarzkörner zurück und sah die Quarzalter als ungeeignet an. Außerdem zeigten die Feldspäte in ihrer Untersuchung ein allmähliches Abschwächen des Lumineszenzsignals (*fading*). Diese Phänomene konnten bei den im Rahmen dieser Arbeit datierten Proben nicht beobachtet werden.

Die polymineralischen Feinkorndatierungen sind für fluviale Ablagerungen mit unvollständig gebleichten Sedimenten nicht zu empfehlen, da keine Analyse der De-Verteilung möglich ist und da gröbere Sedimente beim fluvialen Transport erwiesenermaßen besser gebleicht werden (vgl. OLLEY et al., 1998; WALLINGA 2002; TRUELSEN AND WALLINGA, 2003).

6.2 Jungquartäre fluviale Dynamiken im Lechtal unterhalb von Augsburg und im angrenzenden Donautal im regionalen und überregionalen Vergleich

6.2.1 Würmzeitliche fluviale Dynamik

Hochwürmzeitliche Flussbettablagerungen (NT 1) sind nur fragmentarisch im südlichen Teil des untersuchten Lechtals erhalten. Im Donautal oberhalb der Lechmündung liegen nur dort drei Niederterrassen, wo sie nicht durch den holozänen Lech ausgeräumt wurden. Unterhalb der Mündung ist bis zur Neuburger Talenge nur eine spätglaziale Donauterrasse am südlichen Talrand, aber keine hochglaziale Niederterrasse erhalten. Dagegen sind im Lechtal oberhalb von Augsburg und den anderen großen Tälern im Alpenvorland und im Mittelgebirgsraum Niederterrassen weit verbreitet (vgl. 4.2). Sie wurden im Hochglazial durch hochenergetische, verwilderte Flüsse (*braided rivers*) großflächig abgelagert. Es ist daher davon auszugehen, dass auch im Untersuchungsgebiet die gesamte Breite der jungquartären Täler ehemals von würmzeitlichen Ablagerungen eingenommen wurde.

Die hochwürmzeitliche NT 1 wurde im unteren Lechtal und im angrenzenden Donautal unterhalb der Lechmündung wahrscheinlich bereits im Spätglazial größtenteils wieder ausgeräumt. Dafür sprechen die Reste der in dieser Phase aufgeschotterten NT 3, die im südlichen Lechtalabschnitt die äußersten jungquartären Ablagerungen bildet und im Donautal unterhalb der Lechmündung relativ großflächig am südlichen Talrand erhalten ist. Die NT 3 hatte hier vermutlich große Teile der jungquartären Täler eingenommen, wurde aber im Laufe des Holozäns weitgehend wieder erodiert. Eine frühschätglaziale Niederterrasse (NT 2 nach SCHELLMANN 1988) ist im Untersuchungsgebiet nicht erhalten. Möglicherweise wurde sie hier nie abgelagert, denn auch im Lechtal oberhalb von Augsburg ist eine der NT 2 entsprechende Terrasse bisher nicht belegt (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011).

Die Basis der Niederterrassen im südlichen Lechtalabschnitt liegt meist in einer ähnlichen Tiefenlage wie im holozänen Talgrund. Es muss hier also bereits vor dem Würm-Hochglazial eine starke Tieferlegung der Erosionsbasis gegeben haben. Im Lechtal oberhalb von Augsburg (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011) und in weiteren Tälern des Alpenvorlands wurde die Erosionsbasis hingegen erst ab dem Spätglazial sukzessive tiefergelegt.

Die Terrassenbasis der spätglazialen NT 3 im Donautal liegt einige Meter höher als die der holozänen Ablagerungen. Folglich wurde die maximale Tiefenerosion hier erst im Holozän erreicht. Die NT 3 im Donautal zeigt außerdem eine Zweiteilung ihres Kieskörpers durch Torflagen. Ähnliche Verhältnisse sind auch im Donautal unterhalb von Regensburg anzutreffen, wo SCHELLMANN (2010) eine Stapelung zweier getrennter Kieskörper innerhalb der NT 3 nachweisen konnte.

Für die Umstellung vom verwilderten *braided river* auf einen einfadigen Mäanderfluss im Spätglazial wie sie für viele Täler im Mittelgebirgsraum und im Alpenvorland nachgewiesen wurde (vgl. Kap 4.2), gibt es im Untersuchungsgebiet keine eindeutigen Hinweise. Die mäandrierende Rinne auf der NT 3 im Donautal stellt vermutlich kein Paläoflussbett der Donau dar, sondern ist erst nach der Aufschotterung der Terrasse entstanden. Der einzige Aufschluss auf der NT 3 zeigt einen Vertikalschotter, der wahrscheinlich von einem *braided river* abgelagert wurde. Im Lechtal oberhalb von Augsburg werden sowohl die hoch- als auch die spätglazialen Terrassen eindeutig von trog- und horizontalgeschichteten V-Schottern aufgebaut. Hier ist ebenso wie im Untersuchungsgebiet anzunehmen, dass im Spätglazial kein flussdynamischer Umbruch stattfand.

In einigen Tälern fand zudem ein erneuter Wechsel vom mäandrierenden auf einen verwilderten Fluss während des Klimarückschlags in der Jüngeren Dryas statt. Dies geschah im unteren Isar- und angrenzenden Donautal, wo der liegende Kieskörper der NT 3 als L-Schotter, der Hangende als V-Schotter ausgebildet ist (SCHELLMANN 2010). Auch für diesen kurzzeitigen Wechsel der Flussdynamik gibt es im Untersuchungsgebiet keinen Beleg.

Die hochglaziale Altersstellung der NT 1 ist in den alpinen Tälern durch die Verknüpfung mit den Jungendmoränen, beziehungsweise mit den außeralpinen Rückzugsständen der alpinen Gletscher belegt. In den Mittelgebirgstälern besteht meist nur eine morphostratigraphische Alterseinstufung. Numerische Datierungen liegen nur selten vor, verweisen aber in allen Fällen auf ein Bildungsalter der NT 1 im Hochglazial (vgl. Kap 4.2).

Die Bildungsphase der spätglazialen Niederterrassen kann zeitlich genauer gefasst werden, fand aber in einzelnen Tälern zu unterschiedlichen Zeiten statt (vgl. Kap 4.2). Im Untersuchungsgebiet ist das Mindestalter der NT 3 durch eine Datierung von der Basis der Randsenkenfüllung belegt. Die NT 3 entspricht vermutlich der spätglazialen Niederterrasse im Lechtal oberhalb von Augsburg, die hier in drei Niveaus (Stufe von Unterigling, Zwischenstufe, Stufe von Friedheim) aufgeteilt ist (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011). Die entsprechende NT 3 im Donautal unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 2010) und im unteren Isartal (SCHELLMANN 1990) besteht ebenso wie die NT 3 im untersuchten Abschnitt des Donautals aus zwei gestapelten Kieskörpern. Es deutet sich an, dass zumindest im Alpenvorland die spätglaziale NT 3 in mehreren Aufschotterungsphasen entstanden ist.

6.2.2 Holozäne fluviale Dynamik

Die untersuchten Talabschnitte von Lech und Donau unterscheiden sich hinsichtlich ihres Baustils deutlich voneinander. Die Architektur des holozänen Talbodens variiert

zudem zwischen den Abschnitten des Donautals oberhalb und unterhalb der Lechmündung. Innerhalb des Lechtals treten leichte Veränderungen des Terrassenbaustils mit Annäherung an das Mündungsgebiet auf.

Während für die holozäne Donau oberhalb der Lechmündung kaum deutliche flussdynamische Umbrüche im Untersuchungsgebiet nachzuweisen sind, zeigen das untere Lech- und folglich auch das angrenzende Donautal unterhalb der Mündung im Laufe des Holozäns unterschiedliche Phasen der Flussgeschichte

Im **Altholozän** wurde im Untersuchungsgebiet großflächig eine Flussterrasse abgelagert, die nördlich der Talverengung bei Mühlhausen wahrscheinlich den gesamten Talraum einnahm. Sie wurde durch jüngere Flussaktivitäten größtenteils wieder ausgeräumt und ist nur im südlichen Abschnitt des Lechtals heute noch weiträumig verbreitet, während im Lechmündungsgebiet nur inselartige Reste und im angrenzenden Donautal keine oberflächlichen Ablagerungen erhalten sind. Der Sockelschotter im Lechmündungsgebiet weist hier jedoch auf eine großflächige Ablagerung von altholozänen Flussbettsedimenten hin, wobei nicht auszuschließen ist, dass er teilweise auch schon früher abgelagert wurde.

Die Basis der altholozänen Terrasse liegt im südlichen Lechtal meist etwa gleich tief wie im Bereich jüngerer Terrassen. Im Lechmündungsgebiet tieften sich Lech und Donau während des Altholozäns vermutlich stärker ein als in allen anderen Phasen des Jungquartärs. Eine Tieferlegung der Erosionsbasis und eine starke Ausräumung älterer Ablagerungen zu Beginn des Holozäns lässt sich auch im unteren Isar- und angrenzenden Donautal (SCHELLMANN 1988, 1990, 2010) sowie an der Illermündung feststellen (GRAUL & GROSCHOPF 1952). Im Bereich der Illermündung liegt unter der subborealen Illerterrasse auch ein Sockelschotter, dessen Bildung von BECKER (1982) dendrochronologisch auf das Präboreal datiert wurde.

Die Umstellung des Gerinnebettmusters zu Beginn des Holozäns von einem verwilderten Fluss (*braided river*) auf einen Mäanderfluss, bzw. von einem schon im Spätglazial mäandrierenden Fluss mit Großmäandern auf einen einfadigen Mäanderfluss mit kleineren Mäandern (vgl. Kap. 4.2) lässt sich im unteren Lechtal nicht nachweisen. Die Terrassenmorphologie der altholozänen Terrasse weist auf einen verzweigten, wenig mäandrierenden Lechlauf im Altholozän hin.

Im Altholozän wurden auch an anderen Flüssen Terrassen abgelagert. Die Entstehung der beiden Epfachstufen am Lech oberhalb von Augsburg (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011), die vier Niveaus der altholozänen Terrasse (Ha1 bis Ha4) im Inntal (MEGIES 2006), die H1 im Isar- (SCHELLMANN 1988, 1990, FELDMANN 1990), im Weser- (SCHELLMANN 1994b) und im Donautal unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 1988, 1990, 2010) sowie die Lichtenfels Terrasse im Maintal (SCHIRMER 1983) konnten

auf das Präboreal und teilweise das frühe Boreal datiert werden. Auch an der Donau im Raum Ingolstadt gibt es datierte Flussbettablagerungen aus dem Präboreal (DOPPLER et al. 2002). Die Alterswerte zur altholozänen Flussgeschichte im Untersuchungsgebiet stimmen weitestgehend überein mit der überregional nachgewiesenen Umlagerungsperioden (Abb. 44).

Während des Altholozäns kam es auch zur Ablagerung feinklastischer Hochflut-sedimente. Im Untersuchungsgebiet sind auf der altholozänen Terrasse bis über 2 m mächtige Auenmergel erhalten, die jeweils von schwarzen fossilen Auenböden abgeschlossen werden. Diese Hochflutablagerungen wurden zwischen dem Präboreal und dem Atlantikum abgelagert. Darüber folgen subboreale Kiese oder subboreale bis subatlantische Auenmergel. Eine vergleichbare Deckschichtenabfolge besteht auch auf den alt- bis mittelholozänen Terrassenkiesen im Donautal unterhalb der Neuburger Talenge (DOPPLER et al. 2002). In weiteren Tälern sind ähnliche fossile, schwarze Auenböden erhalten, die jedoch unterschiedlich benannt und altersmäßig eingestuft wurden. BRUNNACKER (1959a) beschrieb schwarzerdeähnliche Böden im Maintal bei Schweinfurt und stellte deren Genese zwischen das Präboreal und das Subboreal. Weitere Bezeichnungen sind außerdem „Pechanmoor“ BRUNNACKER (1959b) und „Aueschwarzerde“ (OSTENDORFF & BEINROTH 1964). RITTWEGER (2000) plädierte für die Bezeichnung „Schwarzer Auenboden“ (SAB), bzw. „Black Floodplain Soil“ und stellte dessen Bildung im Amöneburger Becken zwischen das Boreal und das späte Atlantikum. PRETZSCH (1994) sieht die Feuchtschwarzerden im Leinetal als präboreale Bildung an. Die fossilen „Feuchtschwarzerden“ wurden an der unteren Oberweser von SCHELLMANN (1994b) und an der Lahn bei Gießen von MÄCKEL (1969) auf das Boreal datiert, wobei URZ (2003) für die Feuchtschwarzerden im Lahntal bei Marburg das Präboreal und das Boreal als Entstehungszeitraum angibt. Diesen Zeitraum bestätigt HOUBEN (2002) für den SAB in der Hessischen Senke. Die Entwicklung der „Schwarzen Tone“ im nördlichen Oberrheintal fand dagegen vermutlich zwischen dem späten Atlantikum und dem Ende des Subboreals (DAMBECK 2005) statt.

Im Mittelholozän entstanden im Untersuchungsgebiet in mindestens zwei Aktivitätsphasen Flussterrassen, die in unterschiedlichem Maße erhalten sind. Eine Terrasse (qhm1) wurde vermutlich im **Atlantikum** abgelagert. Sie tritt ausschließlich im südlichen Abschnitt des Lechtals als langgestreckte Terrassenflur auf und könnte etwa ab Westendorf den gesamten Talgrund eingenommen haben. Nur wenige Kilometer weiter talabwärts, auf der Linie Nordendorf – Münster wurde die atlantische Terrasse durch subboreale Flussaktivitäten wieder vollständig erodiert.

Die Quartärbasis liegt hier im gleichen Niveau wie unter den angrenzenden Terrassen, älterer und jüngerer holozäner Zeitstellung. Im Atlantikum fand folglich keine Tieferlegung der präquartären Talsohle statt.

Die Terrassenmorphologie verweist auf einen verzweigten Fluss mit vereinzelt Mäanderstrukturen, dessen Flussbettareal sich talabwärts immer stärker verbreiterte. Im Lechtal oberhalb von Augsburg ist die Mundrachinger Stufe morphologisch ähnlich ausgebildet und ihre Ablagerung im Atlantikum durch mehrere Datierungen belegt (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011). In anderen Tälern sind atlantische Terrassen auch weiträumig erhalten, zeigen aber immer den Aufbau von Mäanderterrassen. Beispiele hierfür sind die H 2-Terrasse im Isartal (SCHELLMANN 1988, 1990, FELDMANN 1990), im Donautal zwischen Regensburg und Passau (SCHELLMANN 1988, 1990, 2010) und an der Weser (SCHELLMANN 1994b) sowie die Mattenzone im Oberrheintal (STRIEDTER 1988) und die Ebensfeld Terrasse im Maintal (SCHIRMER 1983). Die Bildungsphase von atlantischen Terrassen fand überregional meist im Zeitraum zwischen 7.000 und 5.000 ^{14}C BP statt. Wahrscheinlich entstand die atlantische Terrasse im unteren Lechtal auch in diesem Zeitraum.

Auf ein bis zwei weitere Phasen der Terrassenentstehung im **Subboreal** zwischen etwa 5.000 und 3.200 ^{14}C BP (ca. 5.700 bis 3.400 cal BP) verweisen zahlreiche Datierungen aus Flussbettablagerungen. Die subboreale Terrasse nimmt im unteren Lechtal die größten Flächen ein und breitet sich schwemmkegelartig in das Donautal aus, während die gleich alte Donauterrasse nur oberhalb der Lechmündung in Form kleinräumiger, mäandergeformter Terrassenfragmente erhalten ist. Die subboreale Lechterrasse weist eine morphologisch-sedimentologische Zweiteilung auf, in ausgedehnte, mit mächtigen Hochflutablagerungen verfüllte Senken auf der einen Seite sowie weitgehend kiesige Rücken auf der anderen Seite. Die einzelnen Kiesrücken stellen Kiesbänke im ehemaligen Flussbett des Lechs, die Senken Paläoflussrinnen dar. Letztere wurden vermutlich nicht gleichzeitig vom Lech genutzt, sondern nacheinander während der Lechlauf sich verlagerte. Dabei wurden die jeweiligen Flussarme in den späteren Senken durch sprunghafte Verlagerungen – wahrscheinlich bei starken Hochwasserereignissen – abgeschnitten. Diese Entwicklung würde auch die inselartig erhaltenen Terrassenreste altholozäner Altersstellung zwischen den subborealen Ablagerungen erklären, die bei einer kontinuierlichen Verlagerung hätten ausgeräumt werden müssen. Ein gleichzeitiger Abfluss in mehreren Senken ist ebenso wenig auszuschließen wie deren wiederholte Nutzung durch einzelne Lechläufe. Die Senken wurden nach dem Abschnüren vom Lechlauf mit feinklastischen Hochwasserablagerungen verfüllt. Aufgrund fehlender Datierungen von der Basis der feinklastischen Senkenfüllungen oder besser noch aus den liegenden Flussbettsedimenten ist eine genaue Rekonstruktion der Lechverlagerungen im Subboreal und deren zeitliche Abfolge bisher leider nicht möglich. Eine Senke teilt die subboreale Terrasse beinahe auf der gesamten Länge in ein westliches und ein östliches Areal. Vermutlich ist das Areal im Westen älter als das im Osten. Für einen westlichen Lechlauf im frühen Subboreal spricht die Datierung einer Torfscholle (vgl. KROEMER et al., in Vorb.) aus einem Kiesrücken nördlich von Mer-

tingen, die deutlich ist als die Datierungen aus dem östlichen Areal. Die auf das späte Subboreal datierten Eichen aus der Grube Schmuttergrün nördlich von Mertingen nahe des rezenten Schmutterlaufs sprechen jedoch gegen diese zeitliche Aufteilung der subborealen Terrasse, wobei die Schmutter schon im Subboreal oder später die Eichenstämme im westlichen Areal umgelagert und eingesedimentiert haben könnte. Es ist außerdem denkbar, dass die starken Verlagerungen des Lechs und die Bildung der kompletten subborealen Terrasse im Mündungsgebiet innerhalb einiger hundert Jahre im späten Subboreal stattfanden.

Die diskutierte Gliederung der subborealen Terrasse ist nur an der Lechmündung ausgebildet, talaufwärts nimmt die Terrasse langgestreckte Flächen ein und unterscheidet sich morphologisch und bezüglich der Quartärbasis kaum von den älteren holozänen Terrassen. Im Bereich der subborealen Terrasse an der Lechmündung liegt die Terrassenbasis deutlich höher als im Altholozän. Daher ist der altholozäne Sockelschotter im Liegenden der subborealen Terrasse erhalten. Die geringe Eintiefung war die Folge einer Verflachung des Flussbetts, die mit einer verstärkten lateralen Ausbreitung und Verlagerung des Lechs einherging.

Das morphologische Erscheinungsbild der subborealen Lechterrasse mit ihrer langgestreckten Ausdehnung und den geschwungenen Außenrändern ohne deutliche Paläomäander, mit der schwemmfächerartigen Ausbreitung in das Donautal, mit der Aufteilung in Rücken und Senken und den sowohl mäandrierenden als auch verzweigten Rinnen auf den Kiesrücken verweist auf einen verzweigten Fluss (*anabranching river*) im Subboreal. In den Senken sind aufgrund der Verfüllung mit Feinsedimenten keine Aussagen über das Gerinnemuster möglich. Der Terrassenkörper in den Aufschlüssen zeigt in einem Fall eine horizontale, in einem weiteren Fall eine laterale Schichtung, womit die flussdynamische Übergangsform zwischen mäandrierendem Fluss und *anabranching river* bestätigt wird.

Die morphologisch-sedimentologische Ausprägung der subborealen Terrasse im Lechmündungsgebiet findet nur in einer ähnlichen Mündungssituation am Zusammenfluss von Iller und Donau ihre Entsprechung. GRAUL & GROSCHOPF (1952) beschrieben dort die subboreale Terrasse als Iller-Schwemmkegel, der sich weit in das Donautal erstreckt. Auch unter dieser Terrasse ist ein altholozäner Sockelschotter erhalten (s.o.). BECKER (1982) datierte die Terrasse aufgrund zahlreicher eingesedimentierter Eichenstämme dendrochronologisch auf den Zeitraum zwischen 1.600 und 2.300 v. Chr. (3.600 bis 4.300 vor Heute). Im Subboreal herrschte in den Mündungsgebieten der beiden alpinen Donauzflüsse Iller und Lech folglich eine vergleichbare Dynamik.

Diese Dynamik ist in anderen Tälern nicht nachzuweisen, es tritt aber eine Bildungsphase von Mäanderterrassen während des Subboreals in den meisten Tälern des Alpenvorlandes und der Mittelgebirgszone auf (Abb. 44). Im Lechtal oberhalb von

Augsburg sind vier Stufen erhalten (Obere und Untere Lorenzberg- und Seestallstufen), die dem Subboreal zugeordnet werden, hier aber nur relativ kleine Flächen einnehmen (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011). Im Donautal unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 1988, 1990, 2010), im Isartal (SCHELLMANN 1988, 1990, FELDMANN 1990) und im Wesertal (SCHELLMANN 1994b) entstand im Subboreal die H 3-Terrasse, im Maintal die Oberbrunn Terrasse (SCHIRMER 1983) und im Oberrheintal die Höhere Felderzone (STRIEDTER 1988). Im Inntal könnte die Hj1-Terrasse im Subboreal entstanden sein, obwohl archäologische Befunde belegen, dass sie in der Bronzezeit bereits besiedelt war (MEGIES 2006).

Aus dem Zeitraum des **Subatlantikums** sind sowohl im Lech- als auch im Donautal verschiedene jungholozäne Terrassen verbreitet, während ältere holozäne Donauablagerungen oberhalb der Lechmündung kaum erhalten sind. Die Anzahl und der Baustil der jungholozänen Terrassen im unteren Lechtal zeigen im Vergleich zu den älteren holozänen Terrassen, dass ein flussdynamischer Umbruch zu Beginn des Subatlantikums stattgefunden hat. Nach dem Subboreal entstanden in einem relativ kurzen Zeitraum von nicht einmal 3.000 Jahren hier und im Donautal unterhalb der Lechmündung sechs Flussterrassen. Während im Lechtal zuvor großflächige Terrassenfluren dominierten, die vermutlich mit Annäherung an die Lechmündung die gesamte Talbreite einnahmen und sich weit in das Donautal ausdehnten, sind die jungholozänen Terrassen auf relativ schmale Bereiche beschränkt und verzahnen sich mit den Donauterrassen an der Lechmündung. Die eisenzeitliche Terrasse, die vermutlich bereits am Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum abgelagert wurde, ist sowohl im südlichen Lechtalabschnitt als auch im Mündungsgebiet großflächig in langgestreckten Terrassenfragmenten erhalten. Alle jüngeren Terrassen des Subatlantikums treten zwar im südlichen Untersuchungsgebiet auch als schmale, langgestreckte Areale mit schwach mäandrierenden Außenrändern auf, talabwärts und vor allem im Mündungsgebiet sind auf diesen jungholozänen Terrassenniveaus jedoch ausgeprägte Paläomäander ausgebildet. Die Einengung der Terrassen muss also mit der Entstehung der eisenzeitlichen Terrassen, das deutlich verstärkte Auftreten von Mäandern mit Entstehung der römischerzeitlichen Terrassen am Lech eingesetzt haben. Ein flussdynamischer Wandel zu Beginn des Subatlantikums wurde auch in anderen Tälern nachgewiesen, wobei dieser unterschiedliche morphologische Auswirkungen zur Folge hatte. Am nördlichen Oberrhein beobachtete DAMBECK (2005) in einigen Abschnitten die Entwicklung von Großmäandern während stellenweise eine Streckung und eine Verengung der Rheinaue eintrat. In weiteren Tälern kam es zur Bildung von mehreren Terrassen in relativ kurzen Zeitabständen (s.u.) und im Isar- und dem angrenzenden Donautal zusätzlich zu einer Flussbettverflachung und -verbreiterung (SCHELLMANN 1988, 1990).

Neben den Veränderungen des Flussbetts ist auch eine verstärkte, flächenhafte Ablagerung von Hochflutsedimenten seit Beginn des Subatlantikums sowohl im Untersuchungsgebiet als auch in den meisten mitteleuropäischen Tälern (vgl. Kap. 4.2.2) nachgewiesen.

Im Donautal oberhalb der Lechmündung sind die jungholozänen Terrassen eindeutig mäandergeformt. Hier sind außerhalb des Mündungsbereiches nur vier Terrassen verbreitet, wobei die drei jüngsten flächenmäßig dominieren. Dies ist auf die Ausräumung der älteren jungholozänen Terrassen während der jüngeren lateralen Umlagerung im schmalen holozänen Talboden der Donau zwischen der Fränkischen Alb und den alt- bis mittelholozänen Lechablagerungen zurückzuführen. Eine vollständige Terrassenabfolge ist nur direkt an der Lechmündung erhalten, wo sich die jungholozänen Ablagerungen beider Flüsse verzahnen.

Unterhalb der Lechmündung nimmt die Breite des jungholozänen Talbodens wieder deutlich zu. Hier nehmen vor allem die beiden jüngsten Terrassen große Flächen ein, während die älteren durch die nachträgliche Ausräumung nur fragmentarisch erhalten sind. Die jungholozänen Terrassen sind hier durch eine Übergangsmorphologie zwischen den rein mäandrierenden Donauterrassen oberhalb der Lechmündung und den Terrassen eines verzweigten (*anabanching*) und nur stellenweise mäandrierenden Lechs geprägt.

Die unterschiedliche Flussdynamik während des Subatlantikums am Lech und an der Donau oberhalb und unterhalb der Lechmündung ist außer an der Verbreitung und morphologischen Ausprägung der Terrassen auch durch die Analyse historischer Flussläufe bestätigt worden. Der Lech besitzt vor allem in den Karten ab Ende des 18. Jahrhunderts den Grundriss eines *anabanching river* mit zahlreichen Verzweigungen, aber teilweise auch Mäandertendenzen des Hauptstroms und der Nebenarme innerhalb einer breiten neuzeitlichen Terrasse. An der Donau oberhalb der Lechmündung ist in Karten, die bis 1607 zurückgehen, eine typische mäandrierende Dynamik mit talwärtigem Wandern der Prallhänge und einzelnen Mäanderdurchbrüchen zu beobachten und durch statistische Kennwerte belegt. Unterhalb der Lechmündung zeigt die Donau in allen Zeitschnitten ab 1800 sowohl die Merkmale eines verzweigten Flusses, wie sie auch am Lech beschrieben wurden, als auch die deutlich mäandrierende Dynamik wie oberhalb der Lechmündung. Die Verflachung, Verbreiterung und Verzweigung des Donaustroms unterhalb der Lechmündung ist vor allem auf den Lecheinfluss zurückzuführen, wurde aber sicherlich durch den Rückstauereffekt vor Eintritt in das Neuburger Engtal verstärkt. Hier verringert sich die Talbreite von durchschnittlich 5 km auf minimal 0,5 km.

Die Basis der jungholozänen Terrassen liegt im südlichen Abschnitt des Lechtals in einer ähnlichen Tiefe wie die der anderen holozänen Terrassen. Talabwärts und im

angrenzenden Donautal schneiden sich die jungholozänen Terrassen in die breite aber relativ flache subboreale Terrasse ein. Die Erosionsbasis der einzelnen Terrassen liegt hier jeweils in einem ähnlichen Niveau und vermutlich tiefer als im Subboreal. Aber auch die jungholozänen Terrassen werden wahrscheinlich großflächig von einem alt-holozänen Sockelschotter unterlagert, dessen Erosionsbasis sie in tiefen Kolken erreichen können. Im Donautal zwischen Regensburg und Straubing führte eine maximale Tieferlegung der Erosionsbasis während des frühen Subatlantikums, gefolgt von einer frühmittelalterlichen Sohlenerhöhung zum Erhalt eines eisen- bis römischerzeitlichen Sockelschotters (SCHELLMANN 1988, 1990, 2010). Eine derartige Schwankung der Flussbettsohle lässt sich im Untersuchungsgebiet nicht nachweisen.

Die einzelnen Terrassen des Subatlantikums korrelieren teilweise mit Terrassen in anderen Tälern, wobei meist maximal vier jungholozäne Terrassen unterschieden werden (Abb. 44). Die Ursache für eine größere Anzahl von jungholozänen Terrassen im Lechmündungsgebiet kann entweder eine lokale Besonderheit sein oder ist auf eine weniger detaillierte morpho- und chronostratigraphische Differenzierung in anderen Tälern zurückzuführen. Es ist zudem gut möglich, dass auch im Untersuchungsgebiet noch mehr jungholozäne Terrassen abgelagert wurden, aufgrund des geringen Erhaltungsgrades und fehlender Datierungen jedoch nicht ausgegliedert werden konnten. Am Lech oberhalb von Augsburg ist der jungholozäne Talboden in drei Stufen aufgeteilt: Ältere, Jüngere und Jüngste Auenstufe (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011). Die Ältere Auenstufe entspricht dabei den eisen- und römischerzeitlichen Terrassen (qhj1₁ und qhj1₂) im Untersuchungsgebiet, die Jüngere Auenstufe den beiden mittelalterlichen (qhj2₁ und qhj2_{2a}) und die Jüngste Auenstufe der frühneuzeitlichen qhj2_{2b}-Terrasse sowie der neuzeitlichen Terrasse (qhj3). Im Donautal unterhalb der Neuburger Talenge sind vier (KLEINSCHNITZ & KROEMER 2001) bis sechs jungholozäne Terrassen erhalten (DOPPLER et al. 2002). Im Obermaintal unterschied SCHIRMER (1983) vier jungholozäne Terrassen: die eisen- bis römischerzeitliche Zettlitz Terrasse, die mittelalterliche Unterbrunn Terrasse und die zwei neuzeitlichen Staffelbach und Viereth Terrassen. Eine ähnliche Gliederung besteht auch für das Isar- (SCHELLMANN 1988, 1990, FELDMANN 1990), Weser- (SCHELLMANN 1994b) und für das Donautal unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 1988, 1990), wobei hier jeweils die Bezeichnungen H 4 bis H 7 verwendet werden (Abb. 44). SCHELLMANN (2010) konnte die H 4 Terrasse im Donautal in zwei unterschiedlich alte Teilflächen gliedern und die ältere Mäandergeneration einer Entstehungsphase im späten Subboreal zwischen etwa 2.900 und 2.500 ¹⁴C BP, die jüngere der Römerzeit zwischen 2.200 und 1.500 ¹⁴C BP zuordnen. Im Oberrheintal wurde eine Gliederung mit vier Terrassen (Mittlere und Höhere Felderzone, Wörth Zone und Auwald Zone) erreicht (STRIEDTER 1988). Im Inntal datierte MEGIES (2006) mittels der Lumineszenzmethode das untere Teilniveau (Hj2) der Niederndorfer Ter-

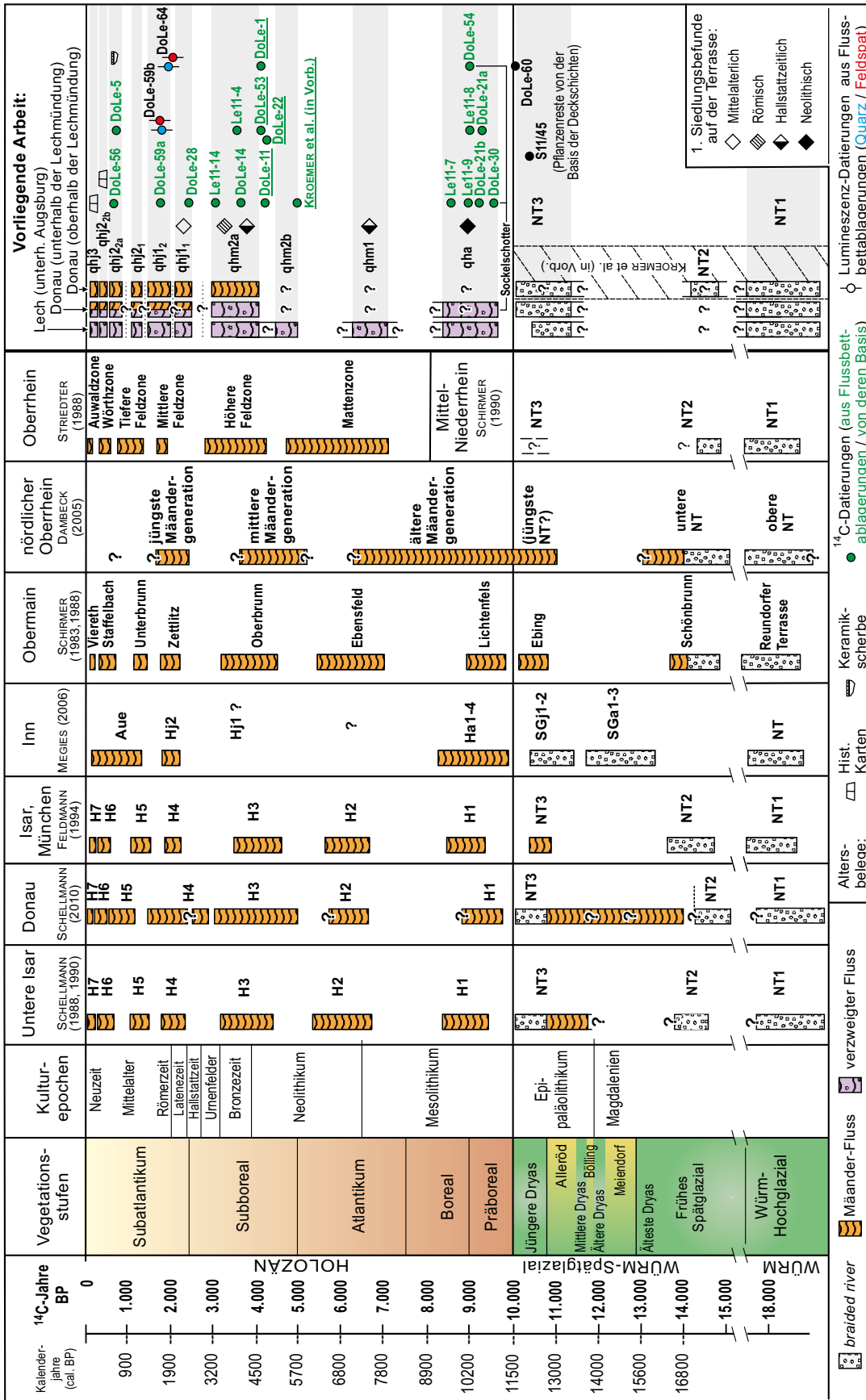


Abb. 44: Jungquartäre Umlagerungsperioden an verschiedenen Flüssen des deutschen Alpenvorlands und des Mittelgebirgsraums im Vergleich mit den eigenen Befunden (verändert nach SCHELLMANN 1994a).

rasse auf $1,5 \pm 0,2$ ka und korrelierte dieses Niveau mit der H 4-Terrasse. Innerhalb der nicht weiter gegliederten Inntalauflage liegen nach Ansicht von MEGIES (2006) die H 5 bis H 7-Terrassen.

6.2.3 Mögliche Steuerungsmechanismen der fluvialen Dynamik im Jungquartär

Die Flussdynamik mitteleuropäischer Flüsse unterlag im Jungquartär verschiedenen Einflussfaktoren. Sowohl die großen pleistozänen Klimaschwankungen als auch die schwächeren klimatischen Veränderungen im Holozän wirkten als initiale Impulse auf die fluviale Dynamik. Daneben haben spätestens seit dem frühen Subatlantikum menschliche Einflüsse wie Uferbefestigungen und Mäanderdurchstiche aber auch großflächige Rodungen das fluviale Verhalten beeinflusst. Diese beiden externen Faktoren (und die Tektonik, die im Untersuchungsgebiet keine Rolle spielt) steuern den zeitlichen Ablauf von Veränderungen im fluvialen System und stehen in Wechselwirkung mit den jeweiligen räumlichen Gegebenheiten (Einzugsgebiet, Geologie, Nebenflüsse, Talmorphologie, etc.). Diese verschiedenen externen Einflüsse wirken sich auf die internen Faktoren des fluvialen Systems (Abfluss, Gefälle, Fracht) aus und bedingen das Ausmaß und den Baustil der Flussterrassen (SCHELLMANN 1994a).

Niederterrassen sind im Untersuchungsgebiet zwar nur geringfügig erhalten, es ist aber davon auszugehen, dass hier, wie in anderen Abschnitten des Lech- und Donautals und in vielen weiteren Tälern, weiträumige Niederterrassen während des würmzeitlichen Hochglazials unter kaltzeitlichen Bedingungen durch verwilderte Flüsse abgelagert wurden. Durch die allmähliche Wiedererwärmung im Spätglazial kam es zu verschiedenen Veränderungen der internen Faktoren des fluvialen Systems. Der Abfluss wurde durch Freisetzung der zuvor in den Vorlandgletschern und dem Dauerfrostboden gebundenen Wassermengen deutlich erhöht. Mit der Vegetationsausbreitung wurden Hänge und Flussufer stabilisiert und somit der Sedimenteintrag in die Flüsse verringert. Folglich schnitten sich die Flüsse in die kaltzeitlich stark aufgehöhten Talböden ein. Während erneuter Klimarückschläge im Spätglazial wurden in vielen Tälern die spätglazialen Niederterrassen abgelagert. Im Untersuchungsgebiet entstand in der Jüngerer Dryas die NT 3. Hier ist jedoch keine Umstellung vom *braided river* auf einen Mäanderfluss festzustellen. Dieser flussdynamische Umbruch fand an den meisten Flüssen, wenn auch zu unterschiedlichen Zeiten (vgl. Kap. 4.2), schon im Spätglazial statt (Abb. 44).

An der Donau oberhalb der Lechmündung ist von einer Umstellung spätestens zu Beginn des Präboreals auszugehen. Im unteren Lechtal trat hingegen auch im Holozän keine eindeutig mäandrierende Flussdynamik ein. Stattdessen zeigte der Lech vor allem im Alt- und Mittelholozän die Dynamik eines *anabranching river* mit zahlreichen Verzweigungen und nur einzelnen Mäandern. Der klimatische Impuls hat im Gegen-

satz zu anderen Tälern am Lech offenbar nicht für einen deutlichen flussdynamischen Umbruch ausgereicht. Grund dafür ist vermutlich das Auftreten von unregelmäßigen und sehr starken Hochwassern infolge von frühsommerlichen Schneeschmelzen im alpinen Einzugsgebiet des Lechs. Das Einzugsgebiet der Donau oberhalb der Lechmündung liegt dagegen mit Ausnahme der alpinen Iller ausschließlich im Mittelgebirgsraum. Außerdem besitzt das untere Lechtal ein deutlich höheres Gefälle als das angrenzende Donautal. Es gab am Ende der Würmkaltzeit mit der Erwärmung zwar einen einheitlichen klimatischen Impuls, der aber bedingt durch einen regional wirksamen externen Faktor (Einzugsgebiet) und einen internen Faktor (Talgefälle) zu unterschiedlichen Ausprägungen des Terrassenbaustils führte. Dies spiegelt sich in allen holozänen Terrassen des unteren Lechtals wieder und beeinflusste auch deutlich den Aufbau des holozänen Donautalbodens direkt unterhalb der Lechmündung.

Mit dem Übergang in das Subatlantikum und in dessen Verlauf ergeben sich im Untersuchungsgebiet und in vielen weiteren Tälern verschiedene, morphologisch wirksame Veränderungen der Flussdynamik. SCHELLMANN (1994a) nennt als Ursachen für diesen innerholozänen Umbruch sowohl Eingriffe des Menschen als auch Klimaschwankungen. Beide Faktoren werden auch von anderen Autoren angeführt (u.a. VANDENBERGHE 1995, 2003; ERKENS et al. 2010). DAMBECK (2005) beispielsweise diskutiert den Wandel der Flussdynamik zu Beginn des Subatlantikums am Oberrhein als Folge einer kühleren und feuchteren Klimaperiode und des menschlichen Einflusses, wobei letzterer vor allem für den Eintrag von Feinsedimenten in die Flüsse und folglich deutlich gesteigerte Auenlehmlagerungen verantwortlich sein dürfte. GERLACH (1990) konnte anhand historischer Quellen nachweisen, dass verstärkte Flussbettverlagerungen im Obermaintal seit dem Spätmittelalter vorwiegend auf ein kühleres und feuchteres Klima zurückzuführen sind. Auch im Untersuchungsgebiet lässt sich eine veränderte Flussdynamik mit Beginn des Subatlantikums erkennen, die Einflussfaktoren sind jedoch nicht eindeutig zu trennen. Klimatische Auswirkungen – wie zum Beispiel die der Kleinen Eiszeit in der frühen Neuzeit, die im Einzugsgebiet des Lechs für einen erhöhten Abfluss gesorgt haben dürfte – auf die neuzeitlichen Terrassen können ebenso angeführt werden wie der anthropogene Einfluss. So sind erste Bühnenbauten am unteren Lech für das 16. Jahrhundert belegt (SCHIELEIN 2010). Außerdem sind mindestens seit der Römerzeit, in der das Untersuchungsgebiet nachweislich besiedelt war, direkte menschliche Eingriffe in den Flusshaushalt denkbar.

Die Korrelation von holozänen Umlagerungsperioden in verschiedenen Tälern des Alpenvorlandes und der Mittelgebirgszone wurde von SCHIRMER (1995, 2005) auf überregional wirksame Klimaschwankungen zurückgeführt. Der Vergleich der eigenen Altersdaten aus Flussbettsedimenten ergibt zwar Übereinstimmungen mit den Umlagerungsperioden in anderen Tälern (Abb. 44), aber die Datierung von Flussbettsedimenten weist mehrere Probleme auf. SCHELLMANN (1994a) betont, dass es im Ho-

lozän zu jeder Zeit Flussarbeit gab, währenddessen jedoch Phasen mit abgeschwächter oder erhöhter Umlagerungstätigkeit auftraten, wobei in Letzteren die Flussterrassen entstanden. Die zeitlich genaue Erfassung von Flussbettumlagerungen ist nötig, um die exakten Terrassenbildungsphasen innerhalb der holozänen Umlagerungsperioden zu identifizieren. Für die exakte Eingrenzung einer Terrassenbildungsphase wären absolute Alterswerte von der Basis und vom Top eines Terrassenkörpers nötig. Derartige Datierungen liegen jedoch weder aus dem Untersuchungsgebiet noch aus anderen Gebieten in ausreichender Zahl vor. Außerdem muss die Trennung von möglicherweise gestapelten Flussbettsedimenten bekannt sein und die genaue stratigraphische Position einer Datierung im Sedimentkörper bestimmt werden können. Dies ist bei Lese-funden nicht möglich. Bei dendrochronologischen und ^{14}C -Datierungen von Hölzern ist zudem die Möglichkeit der Umlagerung zu beachten. Direkte Sedimentationsalter liefert nur die Lumineszenzdatierung von Feinsedimenten, die bei Berücksichtigung einiger methodischer und sedimentologischer Kriterien (vgl. Kap. 6.1) durchaus zuverlässige Alter liefern kann, wenn auch bisher vergleichsweise große Altersspannen in Kauf genommen werden müssen.

7. Zusammenfassung

Im Lechtal unterhalb von Augsburg und im angrenzenden Donautal wurden die jungquartären Talböden auf Basis morphologischer und geologisch-sedimentologischer Geländeaufnahmen in zwei würmzeitliche und mindestens neun holozäne Terrassen gegliedert:

NT 1: Würm-Hochglazial

NT 3: Würm-Spätglazial (Jüngere Dryas)

Altholozäne Terrasse (qha): Präboreal bis Boreal

Mittelholozäne Terrasse 1 (qhm1): Atlantikum

Mittelholozäne Terrasse 2 (qhm2): Subboreal

Jungholozäne Terrassen (qhj): Subatlantikum

Ältere Auenterrasse 1 (qhj₁): Eisenzeit

Ältere Auenterrasse 2 (qhj₂): Römerzeit

Jüngere Auenterrasse 1 (qhj₂₁): Frühes bis Hochmittelalter

Jüngere Auenterrasse 2a (qhj₂_{2a}): Spätmittelalter

Jüngere Auenterrasse 2b (qhj₂_{2b}): Frühe Neuzeit

Jüngste Auenterrasse (qhj₃): Neuzeit

Die chronostratigraphische Einstufung der einzelnen Terrassen wurde mittels absoluter Datierungen (¹⁴C, Dendrochronologie, Lumineszenz) aus Flussbettablagerungen und Rinnenfüllungen sowie archäologischer Daten und historischer Karten erreicht, wobei die Zuverlässigkeit und zeitliche Auflösung der Lumineszenzalter im Vergleich mit den übrigen Altershinweisen geprüft und diskutiert wurde.

Aus der Verbreitung und dem Aufbau der fluvialen Ablagerungen sowie der Morphologie der Terrassen und deren Alterseinstufung ließ sich die Flussgeschichte von Lech und Donau im Untersuchungsgebiet rekonstruieren.

Im Würm-Hochglazial wurden im Lech- und im Donautal eine Niederterrasse (NT 1) von einem hochenergetischen, verwilderten Fluss (*braided river*) abgelagert, die aber nur fragmentarisch im südlichen Abschnitt des Lechtals und im Donautal oberhalb des Lechmündungsgebietes erhalten ist. Schon im frühen Spätglazial wurde die NT 1 vermutlich großflächig wieder ausgeräumt und während des Kälterückschlags der Jüngeren Dryas eine spätglaziale Niederterrasse (NT 3) abgelagert.

Da in anderen Talabschnitten der Donau eine Umstellung von einem *braided river* auf einen Mäanderfluss während des Spätglazials erwiesen ist, kann dieser flussdynamische Umbruch auch für die Donau oberhalb der Lechmündung vermutet werden. Hier sind alle holozänen Terrassen eindeutig mäandergeformt, aber auf einen schma-

len Bereich zwischen den Lechablagerungen und der Fränkischen Alb beschränkt.

Im unteren Lechtal kam es zu Beginn des Holozäns zur Umstellung auf einen *ana-branching river* mit einem verzweigten Gerinnemuster und nur einzelnen Mäandern. Die alt- bis mittelhologänen Lechterrassen nahmen mit Annäherung an die Mündung vermutlich jeweils die gesamte Talbreite ein und breiteten sich in das Donautal aus. Dabei wurden ältere Ablagerungen immer wieder ausgeräumt, so dass die althologäne Terrasse nur am Rand des südlichen Talabschnitts und inselartig im Lechmündungsgebiet erhalten sind. Während des Althologäns wurde außerdem die größte Sohleintiefung des Lechs erreicht. Davon zeugt ein im Mündungsgebiet vermutlich großflächig erhaltener althologäner Sockelschotter im Liegenden jüngerer Terrassen. Auch die atlantische Terrasse ist nur randlich im südlichen Untersuchungsgebiet erhalten, da sie im Subboreal ausgeräumt wurde. Die vermutlich mehrgliedrige subboreale Terrasse dominiert heute das Lechmündungsgebiet und erstreckt sich weiträumig in das angrenzende Donautal. Die jungologänen Lechterrassen, die seit dem Beginn des Subatlantikums entstanden sind, zeigen einen flussdynamischen Umbruch an. Es kam während des Subatlantikums im Lechtal zur Entstehung von sechs Terrassen in relativ kurzer Zeit, die vor allem im Mündungsgebiet deutliche Mäandertendenzen zeigen. Die Lechterrassen verzahnen sich im Mündungsgebiet mit den jungologänen Donauterrassen. Außerdem verengt sich im Lechtal die Flussaue im Vergleich zu den älteren hologänen Flussterrassen und in allen Talabschnitten werden flächenhaft Außenmergel abgelagert.

Im Donautal unterhalb der Lechmündung sind zwar keine älteren hologänen Terrassen als die subboreale erhalten, die vorhandenen Terrassen zeigen aber an, dass die fluviale Dynamik hier stark vom Lech beeinflusst war. So entsprechen hier Morphologie und Ausdehnung der subborealen Donauterrasse denen der Lechterrasse. Der Baustil der jungologänen Terrassen stellt dagegen eine Übergangsform dar zwischen den mäandergeformten Donauterrassen oberhalb der Mündung und den Lechterrassen, die selbst von einem teils mäandrierenden, teils verzweigten Fluss abgelagert wurden.

Die unterschiedliche Flussdynamik des Lechs und der Donau oberhalb und unterhalb der Mündung zeigt sich auch deutlich in Karten aus dem 16. bis 19. Jahrhundert. Die historischen Flussläufe erlaubten eine quantitative Analyse der Gerinnemuster, womit die qualitativen Aussagen bestätigt werden konnten.

Die rekonstruierte Flussgeschichte von Lech und Donau im Untersuchungsgebiet wurde mit derjenigen anderer Abschnitte dieser beiden Flüsse und weiterer Täler im Alpenvorland und im angrenzenden Mittelgebirgsraum verglichen. Dabei konnten die überregional wirksamen flussdynamischen Umbrüche am Ende des Pleistozäns und zu Beginn des Junghologäns zwar auch im Untersuchungsgebiet festgestellt werden, jedoch reagierte der untere Lech und folglich auch die Donau unterhalb der Lechmün-

dung mit einer eigenen Entwicklung auf die klimatischen und anthropogenen Einflüsse. Grund dafür waren externe und interne Raumfaktoren in den beiden untersuchten Tälern. Im Lechtal kam es aufgrund des alpinen Einzugsgebiet und des relativ starken Gefälles häufig zu starken Hochwässern. Daraus folgte, dass der Lech im Holozän zu Verzweigungen und häufigen Laufwechseln neigte, während die Donau oberhalb der Lechmündung mit ihrem Einzugsgebiet vorwiegend in der Mittelgebirgszone und dem relativ niedrigen Gefälle einen ausgeglichenen Abfluss und eine mäandrierende Dynamik aufwies. Die Donau unterhalb der Lechmündung zeigte im Holozän meist eine Übergangsform beider Flusstypen.

Die Umlagerungsperioden im Untersuchungsgebiet korrelieren teilweise mit denen in anderen Tälern des Alpenvorlands und der angrenzenden Mittelgebirge, was auf überregionale Steuerungsfaktoren wie Klima sowie menschliche Einflüsse hinweist. Doch ist zu beachten, dass die genaue Abgrenzung der Terrassenbildungsphasen wegen zu weniger, zeitlich nur grob aufgelöster oder unsicherer Datierungen nicht genau gefasst werden können.

Für zukünftige flussmorphologische Studien im Untersuchungsgebiet und darüber hinaus wäre eine deutlich größere Anzahl numerischer Datierungen, vor allem aus den Flussbetsedimenten aber auch aus anderen fluvialen Ablagerungen wünschenswert, um die zeitliche Auflösung der Flussgeschichte zu erhöhen. Dabei besitzt vor allem die Lumineszenzdatierung ein großes Potential, da durch sie Sedimentationsalter bestimmt werden können. Jedoch bestehen bisher noch einige Schwierigkeiten bezüglich der Zuverlässigkeit von Lumineszenzaltern. Diese Methode der Datierung fluvialer Sedimente weiter zu verbessern, würde einen großen Nutzen für flussgeschichtliche Fragestellungen bringen. Diese Fortschritte wären zudem für ältere, vor allem mittelpleistozäne Flussablagerungen im Alpenvorland von Vorteil, da hier bisher noch große Datierungslücken bestehen und außer der Lumineszenzmethode kaum alternative, numerische Datierungsverfahren existieren.

Quellenverzeichnis

- ADAMIEC, G. & AITKEN, M. (1998): Dose-rate conversion factors: update. – *Ancient TL*, 16: 37-50.
- AKTAS, A. & FRECHEN, M. (1991): Mittel- bis jungpleistozäne Sedimente der Hochterrassen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. zu Köln*, 82: 19-41; Köln.
- ANDRES, W., BOS, J. A.A., HOUBEN, P., KALIS, A.J., NOLTE, S., RITTWEGER, H. & WUNDERLICH, J. (2001): Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in central Germany. – *Quaternary International*, 79: 89-100.
- BAILEY, R.M. & ARNOLD, L.J. (2006): Statistical modelling of single grain quartz D_e distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. – *Quaternary Science Reviews*, 25: 2475-2502.
- BAUER, F. (1979): Das flußmorphologische Verhalten des bayerischen Lechs. – *Schriftenreihe des Bayer. Landesamtes für Wasserwirtschaft*, 9: 40 S.; München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500.000. – München.
- BECKER, B. (1978): Beiträge zur postglazialen Landschaftsentwicklung des Donautals. – *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink*; Wien.
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flussablagerungen. – *Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa*. – *Mitt. d. Komm. d. Quartärforschung d. Österreichischen Akad. d. Wiss.*, 5; Wien.
- BECKER-HAUMANN, R. (1995): Zur Flußgeschichte der ältestpleistozänen Iller. – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. zu Köln*, 98: 168 S.; Köln.
- BECKER-HAUMANN, R. (1998): Das älteste Pleistozän im Illergletscher-Vorland – Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Paläogeographie der Biberkaltzeit im schwäbischen Alpenvorland. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 48: 87-101.
- BECKER-HAUMANN, R., AKTAS, A. & BRUNNACKER, K. (2001): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Mindel-Lech-Gebiets. – *Geologica Bavarica* 106: 109-228; München.
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (2000): Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – *Z. Geomorph. N.F.*, 44 (2): 211-232.
- BIBUS, E. & WESLER, J. (1995): The middle Neckar as an example of fluviomorphological processes during the Middle and Late Quaternary period. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 100: 15-26.
- BLAIR M.W., YUKIHARA, E.G. & MCKEEVER, S.W.S. (2005): Experiences with single aliquot OSL procedures using coarse-grain feldspars. – *Radiation Measurements*, 39: 361-374.
- BLYTT, A.G. (1876): Immigration of the Norwegian Flora during Alternating Rainy and Dry Periods. – 89 S.; Kristiania.
- BRICE, J. (1964): Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. – *Geolog. Survey Prof. Paper* 422-D.
- BRICE, J. (1983): Planform properties of meandering rivers. – In: ELLIOT, C. [Hrsg.]: *River meandering. Proceedings of the October 24-26 Rivers 83' Conference*, ASCE: 1-29; New Orleans.
- BRONK RAMSEY, C. (1995): Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. – *Radiocarbon*, 37 (2): 425-430.
- BRUNNACKER, K. (1959a): Junge Deckschichten und "schwarzerdeähnliche" Böden bei Schweinfurt. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, 9: 2-14.

- BRUNNACKER, K. (1959b): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geologica Bavarica*, 34; München.
- BUCH, M.W. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – *Regensburger Geogr. Schr.*, 21.
- CHOI, S, PREUSSER, F. & RADTKE, U. (2007): Dating of lower terrace sediments from the Middle Rhine area, Germany. – *Quaternary Geochronology*, 2: 137–142.
- CZYSZ, W. (1990): Ausgrabungen in einem römischen Gutshof bei Oberndorf a. Lech. – *Das archäologische Jahr in Bayern 1989*: 133-140.
- DAMBECK, R. (2005): Beiträge zur spät- und postglazialen Fluss- und Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben. – Diss. Univ. Frankfurt am Main: 246 S.; Frankfurt.
- DIEZ, T. (1968). Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lechs und ihre Bodenbildungen. *Eiszeitalter und Gegenwart* 19: 102-128.
- DIEZ, T. (1973): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7931 Landsberg a. Lech. – 78 S.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – *Geologica Bavarica* 94: 83-133; München.
- DOPPLER G., FIEBIG M & MEYER R (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:100000 der Planungsregion Ingolstadt. – 172 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- DOPPLER, G., HEISSIG, K. & REICHENBACHER, B. (2005): Die Gliederung des Tertiärs im süddeutschen Molassebecken. – *Newsl. Stratigr.* 41 (1-3): 359-375.
- DOPPLER, G., KROEMER, E., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter & Gegenwart)*, 60 (2-3): 329-365.
- DOPPLER, G. & MEYER, R.K.F. (2001): Geologische Übersichtskarte 1:200.000 Nr. CC 7926 Augsburg. – Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- DULLER, G.A.T. (1994). Luminescence dating of poorly bleached sediments from Scotland. – *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, 13: 521–524.
- DULLER, G.A.T., BØTTER-JENSEN L. & MURRAY A.S. (2000): Optical dating of single sand-sized grains of quartz: sources of variability. – *Radiation Measurements*, 32: 453-457.
- DWD (2012): Deutscher Wetterdienst. – <http://www.dwd.de>, abgerufen am 30.03.2012.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande – Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahme im Bereich des Lech- und Illergletschers. – 427 S.; Augsburg.
- EGOZI, R. & ASHMORE, P. (2008): Defining and measuring braiding intensity. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 2121-2138.
- ERKENS, G., DAMBECK, R., VOLLEBERG, K.P., BOUMAN, M.T.I.J., BOS, J.A.A., COHEN, K.M., WALLINGA, J. & HOEK, W.Z. (2009): Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution. – *Geomorphology*, 103: 476-495.
- ERKENS, G., HOFFMANN, T., GERLACH, R. & KLOSTERMANN, J. (2010): Complex fluvial response to Lateglacial and Holocene allogenic forcing in the Lower Rhine Valley (Germany). – *Quaternary Science Reviews*, 30: 611-627.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flussgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. – Diss. Univ. Düsseldorf: 355 S.; Düsseldorf.

- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2003): Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. – *Z. Geomorph., N.F.*, 47 (4): 449-467.
- FIEBIG, M., PREUSSER, F., STEFFEN, D., THAMO-BOZSO, E., GRABNER, M., LAIR, G.J. & GERZABEK, M.H. (2009): Luminescence Dating of Historical Fluvial Deposits from the Danube and Ebro. – *Geoarchaeology*, 24: 224-241.
- FIRBAS, F. (1949/52): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen (2 Bde.). – 480+256 S.; Jena.
- FRIEDRICH, M., KROMER, B., SPURK, M., HOFMANN, J. & KAISER, K. F. (1999): Palaeoenvironment and radiocarbon calibration as derived from Late Glacial/Early Holocene tree-ring chronologies. – *Quaternary International*, 61: 27-39.
- FRIEND, P.F. & SINHA, R. (1993): Braiding and meandering parameters. – In: BEST, J.L. & BRISTOW, C.S. [Hrsg.]: *Braided Rivers*. The Geological Society, Special Publications, 75: 105-112; London.
- GALBRAITH, R.F. & GREEN, P.F.: (1990). Estimating the component ages in a finite mixture. – *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17: 197–206.
- GALBRAITH, R.F., ROBERTS, R.G., LASLETT, G.M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J.M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. – *Archaeometry*, 41: 339-364.
- GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. – *Forsch. z. dt. Landeskunde*, 234.
- GERMANOSKI, D. & SCHUMM S. A. (1993): Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. – *Journal of Geology*, 101: 451-466.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (2011): Jungquartäre Flussterrassen am mittleren Lech zwischen Kinsau und Klosterlechfeld – Erste Ergebnisse. – *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter & Gegenwart)*, 60 (4): 400-413.
- GEYH, M.A. & SCHREINER, A. (1984): ¹⁴C-Datierungen an Knochen und Stosszahnfragmenten aus wiirmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). *Eiszeitalter & Gegenwart*, 34: 155-161.
- GRAUL, H. (1943): Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. Die Entwicklung des unteren Lechlaufes und des Donaumoosbodens. – *Forsch. z. dt. Landeskunde*, 43: 1–114.
- GRAUL, H. (1949): Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach-Lech und Flossach-Mindel. – *Ber. naturforsch. Ges. Augsburg*, 2: 3-31.
- GRAUL, H. (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 106: 253-271.
- GRAUL, H. & GROSCHOPF, P. (1952): Geologische und morphologische Betrachtungen zum Illerschwemmkegel bei Ulm. – *Ber. naturforsch. Ges. Augsburg*, 5: 3–27.
- GROTTENTHALER, W. (unveröffentlicht): Geologische Manuskriptkarte zum Blatt 7231 Genderkingen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- GROTTENTHALER, W. (2009): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8131 Schongau. – 54 S.; München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- GROTTENTHALER, W. & MÜLLER, M. (2011): Die Geologie beiderseits des Lechs im Raum Schongau. – *Geologica Bavarica*, 111: 163 S.; Augsburg.
- HABBE, K. & RÖGNER, K. (1989): The Pleistocene Iller glaciers and their outwash fields – *Catena. Suppl.-Bd.*, 15: 311-328.

- HND (2012): Hochwassernachrichtendienst Bayern. – www.hnd.bayern.de, abgerufen am 30.03.2012.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – *Geologisches Jahrbuch*, E 25: 3–73.
- HONG, L.B. & DAVIES, T.R.H. (1979): A study of stream braiding. – *Geological Society of America Bulletin*, 90: 1839-1859.
- HOUBEN, P. (2002): Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion des fluvialen Systems auf jungquartäre Klimaänderungen. Eine Fallstudie aus der Hessischen Senke. – Diss. Univ. Frankfurt am Main: 189 S.; Frankfurt.
- HUNTLEY, D.J. & BARIL, M.R. (1997): The K content of K-feldspars being measured in optical and thermo-luminescence dating. – *Ancient TL*, 15: 11-13.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. – *Geologie von Bayern*, 2: 243 S.; Stuttgart.
- JERZ, H. & MANGELSDORF, J. (1989): Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 39: 29-32.
- JERZ, H., JUNG, D., UNGER, H.J. & MEYER, R.K.F. (2003): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7235 Vohburg a. d. Donau. – 40 S.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- JERZ, H., SCHMIDT-KALER, H., BASER, K., DOBNER, A., DOPPLER, G. & SCHNEIDER, G. (1999): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7234 Ingolstadt. – 86 S.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- KELLER, J. (2009): Donauwörth. Der ehemalige Landkreis. – *Historisches Ortsnamenbuch von Bayern*, 10: 389 S.; München.
- KILIAN, R. & LÖSCHER, M. (1979): Zur Stratigraphie des Rainer Hochterrassen-Schotters östlich des unteren Lechs. – *Slg. quartärmorph. Studien II*, Heidelberger Geograph. Arb., 49: 210–217.
- KLASEN, N. (2008): Lumineszenzdatierung glazifluvialer Sedimente im nördlichen Alpenvorland. – Inaug.-Diss., Universität zu Köln: 209 S.; Köln.
- KLEINSCHNITZ, M. & KROEMER, E. (2001): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7233 Neuburg a. d. Donau. – 40 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- KOCK, S., HUGGENBERGER, P., PREUSSER, F., RENTZEL, P. & WETZEL, A. (2009a): Formation and evolution of the Lower Terrace of the Rhine River in the area of Basel. – *Swiss Journal of Geosciences*, 102: 307–321.
- KOCK, S., KRAMERS, J., PREUSSER, F. & WETZEL, A. (2009b): Dating of Late Pleistocene terrace deposits of the River Rhine using uranium series and luminescence methods: potential and limitations. – *Quaternary Geochronology*, 4: 363–373.
- KÖPPEN, W.P. (1923): *Die Klimate der Erde*. – 369 S., Berlin.
- KROEMER, E. (2010): Fluviale Geomorphodynamik der Donau im Bereich des Rückstaus durch das Isarmündungsgebiet bei Deggendorf (Niederbayern) und Aussagen zur späthochglazialen und spätglazialen Entwicklung. – *Bamberger Geographische Schriften*, 24: 79-87.
- KROEMER, E., GERTH, A. & JUNG, D. (in Vorb.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7330 Mertingen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- KROEMER, E., VEIT, A. & NEIDINGER, S. (2007): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 7143 Deggendorf. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).

- LEGER, M. (1988): Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau. – Thèse du doctorat, Univ. Paris VII: 621 S.; Paris.
- LEIDL, G. & RUTH-FRANZ, M. (1998): Altbayerische Flußlandschaften an Donau, Lech, Isar und Inn: handgezeichnete Karten des 16. bis 18. Jahrhunderts aus dem Bayerischen Hauptstaatsarchiv. – 311 S.; Weißenhorn in Bayern.
- LEMCKE, K. (1988): Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. Erdgeschichte, Bau, Bodenschätze. – Geologie von Bayern, 1: 175 S.; Stuttgart.
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G. (1957): River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. – Geolog. Survey Prof. Paper 282-B.
- LEPPER, K., AGERSNAP-LARSEN, N. & MCKEEVER, S.W.S. (2000): Equivalent dose distribution analysis of Holocene eolian and fluvial quartz sands from central Oklahoma. – Radiation Measurements, 32: 603-608.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – Quaternary Science Journal (Eiszeitalter & Gegenwart), 56: 7-65.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberger Geograph. Arb., 45: 157 S.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M., MÜNZING, K. & TILLMANN, W. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. – Eiszeitalter und Gegenwart, 28: 68-82.
- LÖSCHER, M., BAUER, E. & RÖGNER, K. (2001): Kritische Anmerkungen zur schotterpetrographischen Untergliederung der Staudenplatte und des Arlesrieder Schotters durch Becker-Haumann (1995, 1997). – Geologica Bavarica 106: 229-242; München.
- LÖSCHER, M. & SCHEUENPFLUG, L. (1981): Der altpleistozäne Donaulauf und der untere Deckschotter in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 63: 335-348
- MÄCKEL R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. – Eiszeitalter und Gegenwart, 20 (19): 138-174
- MÄCKEL, R. (1998): Flußaktivität und Talgeschichte des Spät- und Postglazials im Oberrheintiefland und Schwarzwald. – In: MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. [Hrsg.]: Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. – Freiburger Geogr. Hefte 54: 31-50.
- MANGELSDORF, J. & SCHEURMANN, K. (1980): Flußmorphologie – Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure. – 262 S.; München, Wien.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B.E. & DONNER, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification – Boreas, 3: 109–128.
- MEGIES, H. (2006): Kartierung, Datierung und umweltgeschichtliche Bedeutung der jungquartären Flussterrassen am unteren Inn. – Heidelberger Geograph. Arb., H. 120: 224 S.; Heidelberg.
- MOL, J., VANDENBERGHE, J., & KASSE, C. (2000): River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. – Geomorphology, 33 (3-4): 131-148.
- MÜNZBERGER, P. (2005): Jungquartäre Talgeschichte der Donau und ihrer Nebenflüsse im Raum Straubing - Deggendorf in Abhängigkeit von natürlichen und anthropogenen Einflüssen. – Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Landschaftsökologie und Quartärforschung 8.
- MURRAY A.S. & WINTLE, A.G. (2000): Luminescence dating using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – Radiation Measurements, 32: 57-73.

- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. – *Radiation Measurements*, 37: 377-381.
- OLLEY, J., CAITCHEON, G. & MURRAY, A.S. (1998): The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments. – *Quaternary Geochronology*, 17: 1033-1040.
- OSTENDORFF, E. & BEINROTH, F. (1964): Aueschwarzerden. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 106: 97-107.
- PENCK, A (1882): Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. – 483 S.; Leipzig.
- PENCK, A (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – *Verh. Ges. f. Erdkunde*, XI: 39-59; Berlin.
- PENCK, A. (1899): Die vierte Eiszeit im Bereich der Alpen. – *Vorträge des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse*, 39: 1–20; Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde.: 1199 S.; Leipzig.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depth and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, 23: 497-500.
- PRETZSCH, K. (1994): Spätpleistozäne und holozäne Ablagerungen als Indikatoren der fluvialen Morphodynamik im Bereich der mittleren Leine. – *Göttinger Geogr. Abh.*, 99: 105 S..
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASSEN, N., KRBETSCHER, M., RICHTER, D. & SPENCER, J. (2008): Luminescence dating: Basics, methods and applications. – *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter und Gegenwart)*, 57: 95-149.
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G. L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BERTRAND, C., BLACKWELL, P. G., BUCK, C. E., BURR, G., CUTLER, K. B., DAMON, P. E., EDWARDS, R. L., FAIRBANKS, R. G., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T. P., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MCCORMAC, F. G., MANNING, S., BRONK RAMSEY, C., REIMER, R. W., REMMELE, S., SOUTHON, J. R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F. W., VAN DER PLICHT, J., & WEYHENMEYER, C. E. (2004): IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. – *Radiocarbon*, 46:1029–1058.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1980): Depositional sedimentary environments. – 549 S.; Berlin.
- RITTWEGGER, H. (2000): The “Black Floodplain Soil” in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe? – *Catena*, 41: 143-164.
- ROBERTSON-RINTOUL, M.S.E. & RICHARDS, K.S. (1993): Braided channel pattern and paleohydrology using an index of total sinuosity. – In: Best, J. L. & Bristow, C. S. [Hrsg.]: Braided Rivers. – The Geological Society, Special Publications 75: 113-118; London.
- RODNIGHT, H., DULLER, G.A.T., WINTLE, A.G. & TOOTH, S. (2006): Assessing the reproducibility and accuracy of optical dating of fluvial deposits. – *Quaternary Geochronology*, 1: 109-120.
- SCHAEFER, I. (1952): Die donaueiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. – *Geologica Bavarica*, 19: 13-63; München.
- SCHAEFER, I. (1955): Sur la division du Quaternaire dans l'avant pays des Alpes en Allemagne. – Actes IV. Congress International du Quaternaire (INQUA), Rome/Pise, 1953, 2: 910–914.
- SCHAEFER, I. (1957): Geologische Karte von Augsburg und Umgebung 1:50.000 mit Erläuterungen. – Bayer. Geol. L.-Amt, 92. S.; München.
- SCHAEFER, I. (1966): Der Talknoten von Donau und Lech. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 51: 59–111.
- SCHAEFER, I. (1980): Der angebliche ‘altpleistozane Donaulauf’ im schwabischen Alpenvorland. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 62: 167–198.

- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 29.
- SCHELLMANN, G. (1994a): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 123-146.
- SCHELLMANN, G. (1994b): Zur Talgeschichte der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 1-56.
- SCHELLMANN, G. (2010): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – *Bamberger Geographische Schriften*, 24: 1–77.
- SCHELLMANN, G. (in Druckvorb. a): Geologische Karte von Bayern 1.25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7430 Wertingen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- SCHELLMANN, G. (in Druckvorb. b): Geologische Karte von Bayern 1.25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7530 Gablingen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- SCHUEENPFLUG, L. (1970): Weißjurablöcke und –gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). – *Geologica Bavarica*, 63: 177-194, München.
- SCHUEENPFLUG, L. (1971): Ein alteiszeitlicher Donaulauf in der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). – *Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg*, 27: 3-10.
- SCHUEENPFLUG, L. (1973): Zur Problematik der Weißjuragesteine in der östlichen Iller-Lech-Platte – Eiszeitalter und Gegenwart, 23/24: 154-158
- SCHUEENPFLUG, L. (1978): Zur Flussgeschichte der Paar südöstlich Augsburg (Bayerisches Alpenvorland). – *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink*; Wien.
- SCHUEENPFLUG, L. (1979): Die risszeitliche Hochterrasse des Lechs nördlich Augsburg und die Schmutter (Bayerisch Schwaben). – *Heidelberger Geogr. Arb.*, 49: 194-209.
- SCHUEENPFLUG, L. (1981): Die Schotterfazies des Augsburger Umlandes. – *Ber. des Naturwiss. Vereins für Schwaben e.V.*, 85 (1/2): 14–21, Augsburg.
- SCHUEENPFLUG, L. (1990): Zur Herkunft altpleistozäner Schotter in der östlichen Iller-Lech-Platte (Zusamplatte, Bayerisch Schwaben). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 72: 323-327.
- SCHUEENPFLUG, L. (1994): Die ältesten Schotter der Staufenbergserie in der nordöstlichen Iller-Lech-Platte Bayerisch Schwabens (Ältestpleistozän, älterer Teil der Biberkaltzeiten) – Richtigstellungen und Ergänzungen. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 76: 261-271.
- SCHIELEIN, P. (2010): Neuzeitliche Flusslaufverlagerungen des Lechs und der Donau im Lechmündungsgebiet – qualitative und quantitative Analysen historischer Karten. – *Bamberger Geographische Schriften* 24: 215–241.
- SCHIELEIN, P., SCHELLMANN, G. & LOMAX, J. (2011): Stratigraphy of Late Quaternary fluvial terraces at the confluence of the Lech and Danube valleys. – *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter & Gegenwart)*, 60 (4): 414-424.
- SCHIELEIN, P & SCHELLMANN, G. (in Druckvorb. a): Geologische Karte von Bayern 1.25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7231 Genderkingen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- SCHIELEIN, P & SCHELLMANN, G. (in Druckvorb. b): Geologische Karte von Bayern 1.25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7331 Rain. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).

- SCHIELEIN, P & SCHELLMANN, G. (in Druckvorb. c): Geologische Karte von Bayern 1.25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7431 Thierhaupten. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- SCHIELEIN, P & SCHELLMANN, G. (in Druckvorb. d): Geologische Karte von Bayern 1.25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7531 Gersthofen. –München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – Geol. Jb., A 71: 11–73.
- SCHIRMER, W. (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. Exkursionen A7, A8, G. – deuqua-Führer 1; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. – Z. Geomorph., Suppl. Bd. 100: 27-51.
- SCHIRMER, W., BOS, J.A.A., DAMBECK, R., HINDERER, M., PRESTON, N., SCHULTE, A., SCHWALB, A. & WESSELS, M. (2005): Holocene fluvial processes and valley history in the river Rhine catchment. – Erdkunde, 59: 199-215.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. zu Köln, 58; Köln.
- SERNANDER, R. (1894): Studier öfver den Gotländska vegetationens utvecklinghistoria. Dissertation Univ. Uppsala: 112 S.; Uppsala.
- SHALA, B. (2001): Jungquartäre Talgeschichte des Rheins zwischen Krefeld und Dinslaken. – Diss. Univ. Düsseldorf: 231 S.; Düsseldorf.
- SOMMER, S.C. [Hrsg.] (2006): Archäologie in Bayern. 336 S.; Regensburg.
- STARKEL, L. (1985): Lateglacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climatic changes. – Z. Gletscherkde. Glazialgeol., 21: 159-164.
- STARKEL, L. (1991): The Vistula River valley: a case study for central Europe. – In: STARKEL, L. GREGORY, K. & THORNES, J. [Hrsg.]: Temperate Palaeohydrology. Fluvial Processes in the Temperate Zone during the last 15.000 years: 171-188; Chichester.
- STARKEL, L. (1995): Palaeohydrology of the Temperate Zone. – In: Gregory, K. J., STARKEL, L. & Baker, V. R. [Hrsg.]: Global Continental Palaeohydrology: 234-257; Chichester.
- STREIT, R. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7232 Burgheim Nord. – 222 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- STRIEDTER, K. (1988): Holozäne Talgeschichte im Unterelsaß. – Diss. Univ. Düsseldorf.
- THOMAS, J. (1993): Untersuchungen zur holozänen fluvialen Geomorphodynamik an der oberen Oberweser. – Göttinger Geogr. Abh., 98: 111 S..
- THRASHER, I.M., MAUZ, B., CHIVERRELL, R.C. & LANG, A. (2009): Luminescence dating of glaciofluvial deposits. A review. – Earth-Science Reviews, 97: 133-146.
- TILLMANN, W., MÜNZING, K., BRUNNACKER, K. & LÖSCHER, M. (1982): Die Rainer Hochterrasse zwischen Lech und Donau. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 64: 79–99.
- TILLMANN, W., BRUNNACKER, K. & LÖSCHER, M. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Aindlinger Terrassentreppe zwischen Lech und Donau. – Geologica Bavarica, 85: 3–31; München.
- TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. – Forsch. dt. Landes- u. Volkskunde 24 (4): 158-256.

- TRUESEN, J.L. & WALLINGA, J. (2003): Zeroing of the OSL signal as a function of grain size: investigating bleaching and thermal transfer for a young fluvial sample. – *Geochronometria*, 22: 1-8.
- ULBERT, G. (1959): Die römischen Donaukastelle Aislingen und Burghöfe. – *Limesforschungen*: 111 S.; Berlin.
- URZ, R. (2003): Die jungpleistozäne Talfüllung der mittleren Lahn – ein Spiegel der kaltzeitlichen Klimaschwankungen im hessischen Mittelgebirge. – *Z. Geomorph. N.F.*, 47: 1-27.
- VANDENBERGHE, J. (1995): Timescales, climate and river development – *Quaternary Science Reviews*, 14: 631-638.
- VANDENBERGHE, J. (2003): Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. – *Quaternary Science Reviews*, 22: 2053–2060.
- VILLINGER, E. (2003) Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau – In: *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 154 (2/3): 193-253.
- WALLINGA, J., MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2000): The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. – *Radiation Measurements*, 32: 529–533.
- WALLINGA, J., MURRAY, A.S., DULLER, G.A.T. & TÖRNQVIST, T.E. (2001): Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. – *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 617-630.
- WALLINGA, J. (2002): Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. – *Boreas*, 31: 303-322.
- ZHOU, D. (2000): Jungquartäre Talgeschichte des mittleren Niederrheins. – Diss. Univ. Düsseldorf: 249 S; Düsseldorf.

Kartenquellen:

- BayHStA (2008) – Bayerisches Hauptstaatsarchiv, München.
- Bayr. Staatsbibliothek (2008), München.
- Landesamt f. Vermessung & Geoinformation (2008), München.
- StAA (2009) – Staatsarchiv Augsburg.
- Vermessungsamt Donauwörth (2008).

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von H. Becker, A. Dix, K. Garleff, D. Göler, M. Redepenning und G. Schellmann

- Band 1: HANS BECKER u. HORST KOPP [Hrsg.]
Resultate aktueller Jemen-Forschung - eine Zwischenbilanz. 1978. XII + 150 S., zahlr. Abb. u. (z.T. farbige) Photos. Ladenpreis €13,55
- Band 2: JOACHIM BURDACK
Entwicklungstendenzen der Raumstruktur in Metropolitan Areas der USA. 1985. XII + 166 S., mit 45 Abb. und 54 Tab. Ladenpreis €17,28
- Band 3: JÖRG JANZEN
Die Nomaden Dhofars/Sultanat Oman. Traditionelle Lebensformen im Wandel. 1980. XXII + 314 S., 71 Abb., 35 Photos, 15 Tab. Ladenpreis €26,18
- Band 4: HANS BECKER [Hrsg.]
Kulturgeographische Prozeßforschung in Kanada - eine Bestandsaufnahme junger Feldforschung. 1982. X + 329 S., reich illustriert. Ladenpreis €13,75
- Band 5: HELGA LIEBRICHT
Das Frostklima Islands seit dem Beginn der Instrumentenbeobachtung. 1983. XII + 110 S., 22 Tab., 47 Abb. im Text und als Beilage. Ladenpreis €15,65
- Band 6: RÜDIGER BEYER
Der ländliche Raum und seine Bewohner. Abgrenzung und Gliederung des ländlichen Raumes, durchgeführt am Beispiel einer bevölkerungsgeographischen Untersuchung des Umlandes von Bamberg und Bayreuth. 1986. XVIII + 182 S., 21 Abb. und 37 Tab. im Text sowie 12 Karten als Beilage. Ladenpreis €20,96
- Band 7: K. GARLEFF; E.M.A. DE VAZQUEZ & H. WAHLE
Geomorphologische Karte 1: 100 000 'La Junta - Agua Nueva, Mendoza/Argentinien'. Möglichkeiten und Ergebnisse geomorphologischer Kartierungen und ihre einfarbige Darstellung. (Zweisprachige Ausgabe: Deutsch/Spanisch). 1989. VII + 100 S., 9 Abb. im Text, 3 Karten als Beilage. Ladenpreis €19,22
- Band 8: FRANK SCHÄBITZ
Untersuchungen zum aktuellen Pollenniederschlag und zur holozänen Klima- und Vegetationsentwicklung in den Anden Nord-Neuquéns, Argentinien. 1989. XII + 132 S., 40 Abb. im Text u. als Beilage, 2 Farbtafeln, 27 Tab. Ladenpreis €21,32
- Band 9: MANFRED GABRIEL
Boomstädte: ein prozessualer Stadttyp, erörtert an den Beispielen Fairbanks, Whitehorse und Yellowknife. 1991. XIV + 208 S., mit 60 Abb. u. 29 Tab. Ladenpreis €18,41
- Band 10: HANS BECKER [Hrsg.]
Jüngere Fortschritte der regionalgeographischen Kenntnis über Albanien. Beiträge des Herbert-Louis-Gedächtnissymposiums. 1991. VII + 184 S., 57 Abb. u. 36 Tab. im Text u. einer Farbkarte Albanien (Beilage). Ladenpreis €13,50
- Band 11: KARSTEN GARLEFF u. HELMUT STINGL [Hrsg.]
Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im jüngeren Quartär. 1991. VIII + 394 S., mit 110 Abb. im Text u. 5 Beilagen. Ladenpreis €22,24
- Band 12: JOACHIM BURDACK
Kleinstädte in den USA. Jüngere Entwicklungen, dargestellt am Beispiel der Upper Great Lakes Area. 1993. XII + 194 S., mit 70 Abb. und 14 Tab. Ladenpreis €15,29

- Band 13: THOMAS HÖFNER
Fluvialer Sedimenttransfer in der periglazialen Höhenstufe der Zentralalpen, südliche Hohe Tauern, Osttirol. Bestandsaufnahme und Versuch einer Rekonstruktion der mittel- bis jungholozänen Dynamik. 1993. XI + 125 S., mit 94 Abb. und 13 Tab.
Ladenpreis € 15,24
- Band 14: HARALD STANDL
Der Industrieraum Istanbul. Genese der Standortstrukturen und aktuelle Standortprobleme des verarbeitenden Gewerbes in der türkischen Wirtschaftsmetropole. 1994. XVI + 177 S., mit 37 Tab., 12 Abb. und 15 Kartenbeilagen. Ladenpreis € 18,02
- Band 15: KARSTEN GARLEFF u. HELMUT STINGL [Hrsg.]
Landschaftsentwicklung, Paläoökologie und Klimageschichte der Ariden Diagonale Südamerikas im Jungquartär. 1998. VIII + 401 S., mit 129 Abb. und 19 Tab.
Ladenpreis € 23,20
- Band 16: CHRISTIAN KECK
Zeitschnitte durch die Stadtentwicklung von Halberstadt im 19. und 20. Jahrhundert. Fallstudie zur städtebaulichen Kontinuität einer traditionsreichen Mittelstadt des nordöstlichen Vorharzgebietes. 1997. X + 98 S., mit 12 Skizzen und 7 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 18,46
- Band 17: FRANK SCHÄBITZ
Paläoökologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen in den Trockengebieten Patagoniens. 1999. XVI + 239 S., mit 51 Tab., 85 Abb. und 12 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 27,97
- Band 18: DANIEL GÖLER
Postsozialistische Segregationstendenzen: Sozial- und bevölkerungsgeographische Aspekte von Wanderungen in Mittelstädten der Neuen Länder. Untersucht an den Beispielen Halberstadt und Nordhausen. 1999. XIV + 155 S., mit 5 Tab., 19 Abb. und 41 Karten.
Ladenpreis € 13,91
- Band 19: FRANK SCHÄBITZ u. HELGA LIEBRICHT [Hrsg.]
Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas. Festschrift zum 65. Geburtstag von Professor Dr. Karsten Garleff. 1999. XXXII + 255 S., mit 19 Tab., 75 Abb. und 22 Photos.
Ladenpreis € 24,54 (vergriffen)
- Band 20: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Von der Nordseeküste bis Neuseeland. Beiträge zur 19. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ vom 24. – 27. Mai 2001 in Bamberg. 2001. VIII + 299 S., mit 19 Tab., 136 Abb. und 15 Photos.
Ladenpreis € 21,88
- Band 21: CHRISTIAN FIEDLER
Telematik im ländlichen Raum Bayerns. Möglichkeiten und Grenzen zur Minderung von Standortnachteilen. 2002. XIV + 170 S., mit 29 Abb. und 18. Tab.
Ladenpreis € 17,60
- Band 22: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2007, Teil I: Holozäne Meeresspiegelschwankungen – ESR-Datierungen aragonitischer Muschelschalen – Paläotsunamis. 2007. VIII + 199 S., mit 26 Tab., 56 Abb. und 10 Photos.
Ladenpreis € 22,50
- Band 23: CHRISTOPH BAUMANN
Die albanische „Transformationsregion“ Gjirokastra. Strukturwandel im 20. Jahrhundert, räumliche Trends und Handlungsmuster im ruralen Raum. 2008. XVI + 306 S., mit 45 Abb., 10 Tab., 60 Fotos und 24 Karten.
Ladenpreis € 25,40
- Band 24: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Bamberger physisch-geographische Studien 2002-2008, Teil II: Studien zur quartären Talgeschichte von Donau und Lech. 2010. VIII + 241 S., mit 22 Tab., 78 Abb. und 8 Photos.
Ladenpreis € 43,75

Band 25: JASMIN KÜSPERT

Kunsteinrichtungen im ländlichen Raum. Geographische Aspekte künstlerischer
Einrichtungen abseits ihrer kernstädtischen Traditionsstandorte. 2011. XIV + 316 S.,
mit 51 Abb. und 7 Tab.

Ladenpreis €29,90

Selbstverlag des Instituts für Geographie an der Universität Bamberg • Bamberg
Bezug durch den Buchhandel

**BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN
SONDERFOLGE**

(ISSN 0175-3894)

Herausgegeben von H. Becker, A. Dix, K. Garleff, D. Göler, M. Redepenning und G. Schellmann

- Nr. 1: GÜNTER TIGGESBÄUMKER
Die Altkartenbestände der Staatlichen Bibliothek Ansbach - handgezeichnete und gedruckte Karten und Pläne des 16. bis 19. Jahrhunderts. 1983. VIII + 164 S., mit 35 z.T. farbigen Abb. Ladenpreis € 15,03
- Nr. 2: HANS BECKER & JOACHIM BURDACK
Amerikaner in Bamberg. Eine ethnische Minorität zwischen Segregation und Integration. 1987. XVI + 190 S., mit 12 Karten u. 19 Abb. Ladenpreis € 19,74
- Nr. 3: Vergangene jüdische Lebenswelten im Bamberger Raum: ländliche Armutsinseln - städtisches Villenviertel. Mit Beiträgen von KARL-HEINZ-MISTELE und VOLKMAR EIDLOTH. 1988. VIII + 154 S., mit 12 Kartenbeilagen u. 65 Abb. Ladenpreis € 14,57
- Nr. 4: JÜRGEN KRIPPNER
Folgen des Verlustes von verordneter Zentralität in kleinen Versorgungsorten des ländlichen Raumes. Eine Bilanz der Kreisgebietsreform in Bayern an Beispielen aus Franken. 1993. XVI + 149 S., mit 10 Abb. u. 39 Tab. Ladenpreis € 15,29
- Nr. 5: KARSTEN GARLEFF & PETER KRISL
Beiträge zur fränkischen Reliefgeschichte. Auswertung kurzlebiger Großaufschlüsse im Rahmen von DFG-Projekten. 1997. XVI + 256 S., mit 80 Abb. u. Kartenbeilagen. Ladenpreis € 34,41
- Nr. 6: HANS BECKER [Hrsg.]
Beiträge zur Landeskunde Oberfrankens. Festschrift zum 65. Geburtstag von Bezirkstagspräsidenten Edgar Sitzmann. 2000. XXVI + 263 S., mit 42 Abb. u. 15 Tab. Ladenpreis € 21,47
- Nr. 7: HANS BECKER & INGOLF ERICSSON [Hrsg.]
Mittelalterliche Wüstungen im Steigerwald. Bericht über ein Symposium des Zentrums für Mittelalterstudien der Otto-Friedrich-Universität Bamberg am 3. Februar 2001. 2004. VII + 140 S., mit 36 Abb. u. 5 Tab. Ladenpreis € 15,10
- Nr. 8: TANJA ROPPELT
Innerstädtische Viertelbindungen in Mittelstädten. Das Beispiel Bamberg. 2002. XIV + 211 S., mit 32 Karten, 28 Tab. u. 26 Abb. Ladenpreis € 20,00
- Nr. 9: PATRICK SCHIELEIN
Jungquartäre Flussgeschichte des Lechs unterhalb von Augsburg und der angrenzenden Donau. 2012. XI + 134 S., mit 44 Abb. u. 9 Tab. Ladenpreis € 21,00
-

Selbstverlag des Instituts für Geographie an der Universität Bamberg • Bamberg
Bezug durch den Buchhandel



University
of Bamberg
Press

Im Lechtal unterhalb von Augsburg und im angrenzenden Donautal wurden die jungquartären Talböden auf Basis morphologischer und geologisch-sedimentologischer Geländeaufnahmen in zwei würmzeitliche und neun holozäne Terrassen gegliedert. Die chronostratigraphische Einstufung der einzelnen Terrassen wurde mittels absoluter Datierungen (^{14}C , Dendrochronologie, Lumineszenz) aus Flussbettablagerungen und Rinnenfüllungen sowie archäologischer Daten und historischer Karten erreicht, wobei die Zuverlässigkeit und zeitliche Auflösung der Lumineszenzalter im Vergleich mit den übrigen Altershinweisen geprüft und diskutiert wurde. Aus der Verbreitung und dem Aufbau der fluvialen Ablagerungen sowie der Morphologie der Terrassen und deren Alterseinstufung ließ sich die Flussgeschichte von Lech und Donau im Untersuchungsgebiet rekonstruieren und mit derjenigen anderer Abschnitte dieser beiden Flüsse und weiterer Täler im Alpenvorland und im angrenzenden Mittelgebirgsraum vergleichen.



ISBN: 978-3-86309-103-3



9 783863 091033

www.uni-bamberg.de/ubp