

Benjamin Gesslein

Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Hohenfurch und Kissing

unter Verwendung hochauflösender
Airborne-LiDAR-Daten



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. 10



University of Bamberg Press 2013

Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Hohenfurch und Kissing

unter Verwendung hochauflösender Airborne-LiDAR-Daten

von

Benjamin Gesslein



University of Bamberg Press 2013

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, Barleben

© University of Bamberg Press Bamberg 2013

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

ISSN: 0175-3894

ISBN: 978-3-86309-128-6 (Druckausgabe)

eISBN: 978-3-86309-129-3 (Online-Ausgabe)

URN: urn:nbn:de:bvb:473-opus4-28170

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde von Herrn Prof. Dr. G. Schellmann angeregt. An seinem Lehrstuhl für Physische Geographie an der Universität Bamberg konnte ich bereits als Student und als studentische Hilfskraft Erfahrungen mit quartärgeologischen Kartierungen und deren Umsetzung in Geographischen Informationssystemen (GIS) sammeln. Dabei stand mir Herr Schellmann sowohl zu meiner Studentenzeit als auch in meiner darauf folgenden Assistentenzeit bereitwillig für fachliche Ratschläge und Diskussionen zur Verfügung. Dafür, und für viele gemeinsame Geländeaufenthalte gebührt ihm mein herzlicher Dank.

Die angewandten Arbeitsmethoden der vorliegenden Arbeit orientierten sich an der ursprünglichen Fragestellung eines vom LfU Bayern (Landesamt für Umwelt: Abteilung 10 – Geologie) finanzierten Kartierprojekts. Unter dem Arbeitstitel „Geologische Kartierung des Lechtals im Landkreis Landsberg am Lech“, welches dem Großprojekt „Geologische und bodenkundliche Grundlagen für die oberflächennahe Geothermie in der Förderkulisse Phasing-out (Planungsregion 14 München)“ ausgliedert wurde, konnte das Lechtal in den Jahren 2007 und 2008 im besagten Landkreis geologisch und geomorphologisch aufgenommen werden. Eine Erweiterung der bestehenden Aufnahmen nach Norden fand in den Jahren 2009-2010 im Rahmen der ebenfalls vom LfU Bayern finanzierten geologischen Aufnahme der Gradabteilungsblätter 7731 Mering, 7730 Schwabmünchen und 7831 Egling statt. Mein Dank geht an das Bayerische Landesamt für Umwelt und dort insbesondere an Herrn Dr. G. Doppler und an Herrn Dr. E. Kroemer, die mir jederzeit mit Rat und Tat zur Seite standen.

Darüber hinaus danke ich allen Personen und Instituten, die mir Schichtenverzeichnisse, Bohrunterlagen, Denkmälerdokumentationen und Kartengrundlagen zur Verfügung stellten.

Für die Aufbereitung und Durchführung der OSL-Datierungen bin ich Frau Dr. Johanna Lomax vom Institut für Angewandte Geologie der Universität für Bodenkultur in Wien und Herrn Dipl. Geogr. Patrick Schielein vom Lehrstuhl für Physische Geographie in Bamberg sehr verbunden. Letztgenannten danke ich auch für viele kritische Diskussionen und der bereitwilligen Hilfe bei Geländearbeiten und Probenentnahmen.

Herr Prof. Dr. G. Schellmann ermöglichte die Nutzung von Labor und EDV-Arbeitsplätzen am Lehrstuhl für Physische Geographie in Bamberg. Gleichzeitig stellte er großzügig studentische Hilfskräfte zur Verfügung, denen ich auf diesem Wege danken möchte. Ein weiterer Dank geht auch an das gesamte technische und wissenschaftliche Personal des Lehrstuhls.

Ein herzlicher Dank geht auch an Herrn Prof. (em.) Dr. Hans Becker, der sich bereitwillig als Zweitgutachter der Dissertation zur Verfügung stellte.

Abschließend möchte ich mich bei meiner Familie bedanken, die mich in jeder erdenklichen Weise, nicht nur während des Studiums, unterstützte. Ein ganz besonderer Dank geht zuletzt an meine Mutter, die zusätzlich das kritische Korrekturlesen der Arbeit übernahm.

Vorwort**Inhaltsverzeichnis****Abbildungsverzeichnis****Tabellenverzeichnis**

1.	Einleitung und Fragestellung.....	1
2.	Lage und geographischer Rahmen des Untersuchungsgebietes.....	3
2.1	Geologischer Rahmen und Untergrund.....	5
2.1.1	Obere Süßwassermolasse.....	5
2.1.2	Mittel- bis ältestpleistozäne Schotterkörper.....	8
2.1.3	Altmoräne und Augsburger Hochterrasse.....	8
2.1.4	Jungmoränen.....	9
2.1.5	Die Sonderstellung des „Hurlacher Kalktuffs“	10
2.2	Klima.....	13
2.3	Hydrologie und Flusskorrekturen.....	13
3.	Forschungsgeschichtlicher Überblick.....	16
3.1.	Forschungsüberblick zur Eiszeitenabfolge im nördlichen Alpenvorland mit besonderem Fokus auf die Würmkaltzeit.....	16
3.2	Forschungsstand zur würmzeitlichen Vorlandvergletscherung im Bereich des Isar-Loisach- und Iller-Wertach-Lechgletschers.....	19
3.3	Forschungsstand zur Talgeschichte des Lechtals.....	23
3.4	Steuerungsmechanismen der Flussterrassenbildung.....	28
4.	Arbeitsmethoden.....	32
4.1	Morphologisch-geologische Geländeaufnahme und Aufschlussaufnahme.....	33
4.2.	Die Datenstruktur des Geographischen Informationssystems (GIS) im Rahmen der Lechkartierung.....	36
4.3	Aufbereitung und Auswertung der LiDAR-Daten zur morphologischen Geländeaufnahme.....	38
4.4	Auswertung historischer Kartenwerke und Bodendenkmäler.....	40
4.5	Auswertung der Schichtenverzeichnisse von Bohrungen.....	41

4.6	Numerische Altersdatierungen.....	42
5.	Die jungquartären Flussterrassen des Lechs zwischen Hohenfurch und Kissing.....	46
5.1	Die würmzeitlichen Lechterrassen.....	49
5.1.1	Die Übergangsterrasse.....	49
5.1.2	Die Hauptniederterrasse und ihre proglazialen Teilfelder.....	51
5.1.2.1	Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	52
5.1.2.2	Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	54
5.1.3	Die Stufe von St. Ursula.....	57
5.1.4	Die Stufe von Altenstadt.....	59
5.1.4.1	Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	59
5.1.4.2	Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	60
5.1.5	Die Stufe von Hohenfurch.....	64
5.1.5.1	Verbreitung.....	66
5.1.5.2	Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	66
5.1.6	Die Stufe von Schongau-Peiting.....	66
5.1.6.1	Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	67
5.1.6.2	Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	67
5.1.7	Die Stufe von Unterigling.....	70
5.1.7.1	Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	70
5.1.7.2	Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	74
5.1.8	Die Zwischenstufe und die Stufe von Friedheim.....	79
5.1.8.1	Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	79
5.1.8.2	Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	81
5.2	Die alt- und mittelholozänen Lechterrassen.....	83
5.2.1	Die Epfachstufen.....	83
5.2.1.1	Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	84
5.2.1.2	Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	87
5.2.2	Die Mundrachinger Stufe.....	90
5.2.2.1	Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	90
5.2.2.2	Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	93
5.2.3	Die Lorenzbergstufen.....	95
5.2.3.1	Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	98

5.2.3.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	98
5.2.4 Die Seestallstufen.....	99
5.2.4.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	102
5.2.4.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	103
5.3 Die jungholozänen Auenterrassen.....	103
5.3.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle.....	103
5.3.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung.....	107
5.4 Zwischenresümee.....	108
 6. Diskussion.....	 114
6.1 Die flussmorphologischen Erscheinungsbilder des Lechs seit dem Würmhochglazial.....	114
6.1.1 Hoch- und Späthochglazial.....	116
6.1.2 Spätglazial.....	118
6.1.3 Alt- bis Mittelholozän.....	118
6.1.4 Jungholozän.....	119
6.1.5 Fazit.....	122
6.2 Die jungquartäre Geomorphodynamik im Lechtal und regionaler Vergleich (Inn, Isar).....	123
6.2.1 Riß/Würm Interglazial.....	123
6.2.2 Früh- bzw. Mittelwürm.....	123
6.2.3 Hoch- und Späthochwürm.....	124
6.2.4 Spätwürm.....	126
6.2.5 Holozän.....	129
6.2.6 Fazit.....	133
 7. Zusammenfassung.....	 135
 Literaturverzeichnis.....	 138
 Anhang	

- Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes (verändert nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996).
- Abb. 2: Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes (verändert nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996).
- Abb. 3: Aufgeschlossene Obere Süßwassermolasse (OSM) am östlichen Lechufer unterhalb der Staustufe Kaufering.
- Abb. 4: Kalktuffbänke am westlichen Lechufer bei Hurlach.
- Abb. 5: Verbreitung des Kalktuffs im Raum Hurlach.
- Abb. 6: Würmzeitliche Endmoränengürtel im Bereich der Schongauer Zunge des Lechgletschers und der Ammerseezunge des Isar-Loisachgletschers unter Berücksichtigung bisheriger Bearbeiter.
- Abb. 7: Kenngrößen fluvialer Steuerung (verändert nach SCHELLMANN 1994).
- Abb. 8: Blockbild einer typischen Reihenterrassenlandschaft nach SCHIRMER (1980, wenig verändert).
- Abb. 9: Die räumliche Verteilung aller dokumentierten Aufschlüsse.
- Abb. 10: Datenstruktur des GIS-Projektes im Überblick.
- Abb. 11: Hillshademodell auf Basis des digitalen Geländemodells (DGM).
- Abb. 12: Natürlicher, verzweigter Lechverlauf aus einer Uraufnahme (1811).
- Abb. 13: Terrassentreppe bei Epfach.
- Abb. 14: Tallängsprofil der jungquartären Terrassen (südlicher Abschnitt).
- Abb. 15: Tallängsprofil der jungquartären Terrassen (nördlicher Abschnitt).
- Abb. 16: Terrassenreste der Übergangsterrasse am östlichen Lechtalrand.
- Abb. 17: Die Verknüpfung der Hauptniederterrasse mit dem inneren Wall des „Sachsenriedener Standes“ und der Älteren Hauptniederterrasse mit dem äußeren Wall des „Sachsenriedener Standes“.
- Abb. 18: Die Verbreitung der Hauptniederterrasse.
- Abb. 19: Aufschlussprofil der Kiesgrube A1 Kinsau SW.
- Abb. 20: Aufschlussprofil der Kiesgrube A2 Hirschvogel N.
- Abb. 21: Aufschlussprofil der Kiesgrube A3 Leeder.
- Abb. 22: Aufschlussprofil der Kiesgrube A4 Asch E.
- Abb. 23: Die Verbreitung der „Stufe von St. Ursula“.
- Abb. 24: Die Verbreitung der „Stufe von Altenstadt“ im südlichen Talabschnitt.
- Abb. 25: Die Verbreitung der „Stufe von Altenstadt“ im nördlichen Talabschnitt.

- Abb. 26: Aufschlussprofil der Kiesgrube A5 Unterdießen E.
- Abb. 27: Aufschlussprofil der Kiesgrube A6 Landsberg W.
- Abb. 28: Die Verbreitung der „Stufe von Hohenfurch“.
- Abb. 29: Die Verbreitung der „Stufe von Schongau-Peiting“ im südlichen Talabschnitt.
- Abb. 30: Die Verbreitung der „Stufe von Schongau-Peiting“ im nördlichen Talabschnitt.
- Abb. 31: Die Verbreitung der „Stufe von Unterigling“ im südlichen Talabschnitt.
- Abb. 32: Die Verbreitung der „Stufe von Unterigling“ im nördlichen Talabschnitt.
- Abb. 33: Aufschlussprofil der Kiesgrube A7 (a) Kling.
- Abb. 34: Aufschlussprofil der Kiesgrube A7 (b) Kling.
- Abb. 35: Aufschlussprofil der Kiesgrube A8 Obermeitingen SE.
- Abb. 36: Aufschlussprofil der Kiesgrube A9 Rinderle.
- Abb. 37: Aufschlussprofil der Kiesgrube A10 „Alte Schachtel“.
- Abb. 38: Aufschlussprofil der Kiesgrube A11 Graben N.
- Abb. 39: Aufschlussprofil der Kiesgrube A12 Oberrottmarshausen S.
- Abb. 40: Die Verbreitung der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“.
- Abb. 41: Aufschlussprofil der Kiesgrube A14 Landsberg S.
- Abb. 42: Aufschlussprofil der Kiesgrube A13 Dornstetten NW.
- Abb. 43: Die Verbreitung der „Epfachstufen“ im südlichen Talabschnitt.
- Abb. 44: Die Verbreitung der „Epfachstufen“ im nördlichen Talabschnitt.
- Abb. 45: Aufschlussprofil der Kiesgrube A15 Kaufering N (a).
- Abb. 46: Aufschlussprofil der Kiesgrube A15 Kaufering N (b).
- Abb. 47: Aufschlussprofil der Kiesgrube A16 Leitenmaier.
- Abb. 48: Die Verbreitung der „Mundrachinger Stufe“ im südlichen Talabschnitt.
- Abb. 49: Die Verbreitung der „Mundrachinger Stufe“ im nördlichen Talabschnitt.
- Abb. 50: Aufschlussprofil der Kiesgrube A17 Obermeitingen E.
- Abb. 51: Aufschlussprofil der Kiesgrube A18 Rennig (Hauptgrube).
- Abb. 52: Aufschlussprofil der Kiesgrube A19 Rennig N.
- Abb. 53: Die Verbreitung der „Lorenzbergstufen“ im südlichen Talabschnitt.
- Abb. 54: Die Verbreitung der „Lorenzbergstufen“ im nördlichen Talabschnitt.
- Abb. 55: Die Verbreitung der „Seestallstufen“ im südlichen Talabschnitt.
- Abb. 56: Die Verbreitung der „Seestallstufen“ im nördlichen Talabschnitt.
- Abb. 57: Die Verbreitung der „Auenstufen“ im südlichen Talabschnitt.
- Abb. 58: Die Verbreitung der „Auenstufen“ im nördlichen Talabschnitt.

Abb. 59: Übersicht über die jungquartäre Terrassengliederung zwischen Hohenfurch und Kaufering (südlicher Talabschnitt - inklusive der Lokalität der Talquerprofile).

Abb. 60: Übersicht über die jungquartäre Terrassengliederung zwischen Kaufering und Kissing (nördlicher Talabschnitt - inklusive der Lokalität der Talquerprofile).

Abb. 61: Gerinnestrukturen auf den Oberflächen der jungquartären Lechterrassen im nördlichen (oben) und südlichen (unten) Untersuchungsgebiet.

Abb. 62: Das jungholozäne flussmorphologische Erscheinungsbild des Lechs auf Basis der Uraufnahmen (1808-1819) zwischen Hohenfurch und Kaufering.

Abb. 63: Das jungholozäne flussmorphologische Erscheinungsbild des Lechs auf Basis der Uraufnahmen (1808-1819) zwischen Kaufering und Kissing.

Abb. 64: Talquerprofil 4 bei Hurlach mit präwürmhochglazialer Tiefenrinne nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 60.

Abb. 65: Die Terrassenbildungsphasen des Lechs im regionalen Vergleich (verändert nach Schellmann 2010).

Abb. 66: Talquerprofil 3 bei Kaufering nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 60.

Abb. 67: Talquerprofil 1 bei Asch nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 59.

Abb. 68: Talquerprofil 2 bei Landsberg nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 59.

Abb. 69: Talquerprofil 5 zwischen Königsbrunn und Mering nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 60.

Tabellenverzeichnis

- Tab. 1: Stauanlagen und Stützwehre im Untersuchungsgebiet (nach BÜRGER 1991).
- Tab. 2: Würmhoch- und würmspäthochglaziale Gletscherstände des Isar-Loisachgletscher und Lechgletscher nach allen bisherigen Bearbeitern.
- Tab. 3: Lechterrassenstratigraphien nach aktuellem Stand und bisherigen Bearbeitern.
- Tab. 4: Alle in der Arbeit genannten (AMS)¹⁴C-Alter im Überblick.
- Tab. 5: Alle in der Arbeit genannten OSL-Alter (stratigraphisch inkonsistente Alter sind ausgegraut).
- Tab. 6: Die Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Schongau und Kissing im Überblick.
- Tab. 7: Die Berechnung flussmorphologischer Kenngrößen nach LEOPOLD & WOLMAN (1957) sowie FRIEND & SINHA (1993).
- Tab. 8: Rückzugshalte der beiden Vorlandgletschersysteme und die damit verknüpften hoch- und späthochglazialen Niederterrassen.

1. Einleitung und Fragestellung

Der gegenwärtige Forschungsstand zur jungquartären fluvialen Morphodynamik im Periglazialraum des nördlichen Alpenvorlandes zeigt hinsichtlich detaillierter regionaler Untersuchungen deutliche Lücken. Erwähnenswert sind lediglich die regionalen Untersuchungen an der unteren Isar (SCHELLMANN 1988, 1990), an der mittleren Isar im Bereich der Münchner Schotterebene (FELDMANN 1990) und am unteren Inn (MEGIES 2006).

Eine Ausnahmestellung nimmt das Lechtal ein, das bereits seit mehr als 120 Jahren im Fokus wissenschaftlicher Forschung steht und somit als Typlokalität jungquartärer fluvialer Morphodynamik bezeichnet werden kann. Dabei liegen die Ursprünge der Talaufnahme zunächst in der reinen Beschreibung der Talformen (u. a. PENCK & BRÜCKNER 1901-1909). Dieser folgten erste morphostratigraphische Gliederungen (u. a. TROLL 1925; KNAUER 1929) im endmoränennahen Bereich. In den folgenden Jahrzehnten erfuhr die jungquartäre Lechterrassenstratigraphie eine ständige Erweiterung um einzelne Terrassenglieder (u. a. SCHAEFER 1957; BRUNNACKER 1959, 1964). Bei den jüngsten umfassenden Arbeiten sahen sich DIEZ (1968) und SCHREIBER (1985) mit der Problematik des sukzessiven Angleichens der Terrassenoberflächenniveaus vom mittleren zum unteren Lechtal konfrontiert. Sie bemühten sich daher neben der morphologischen, auch um eine pedologische und sedimentologische Differenzierung der Lechterrassen. Das Entstehen einer nahezu höhengleichen Talbodenoberfläche wurde von beiden Autoren mit sogenannten „Terrassenkreuzungen“ erklärt, also dem Überlagern älterer Schotterkörper durch jüngere Flussablagerungen.

Gegenstand der Untersuchungen bildet das jungquartäre Lechtal zwischen Hohenfurch und Kissing. Das Arbeitsgebiet umfasst damit sowohl die endmoränennahe Terrassentreppe im Süden als auch das nahezu höhengleiche Lechfeld im Norden. Der zeitliche Rahmen reicht von den mit den Jungendmoränen des Lech- und Isargletschers verbundenen würmzeitlichen Lechterrassen bis zu den ersten Korrektionsmaßnahmen am Lech Mitte des 19. Jahrhunderts.

Für das vorliegende Untersuchungsgebiet ergeben sich folgende zentrale Fragestellungen:

1. Welche eigenständigen Terrassenkörper lassen sich für das Lechtal im Talabschnitt zwischen Jungendmoränen und dem Lechfeld südlich von Augsburg nachweisen? Können die einzelnen Terrassen auch im höhengleichen Lechfeld weiter differenziert werden?
2. Welche Steuerungsfaktoren (klimatische/autozyklische) sind für die Ausbildung der einzelnen Lechterrassen in beiden Untersuchungsabschnitten verantwortlich?

3. Können mit Hilfe der Gerinnestrukturen auf den Oberflächen der Lechterrassen ehemalige flussmorphologische Erscheinungsbilder des Lechs rekonstruiert werden?
4. Können bezüglich der jungquartären fluvialen Geomorphodynamik Parallelen zu anderen größeren Alpenvorlandstälern hergestellt werden?

Zur Beantwortung der Fragen werden verschiedene Arbeitsmethoden (Kap. 4) angewendet. Den Kern stellt dabei eine detaillierte geologisch-morphologische Aufnahme der Talsituation dar. Ergänzt wird diese durch hochauflösende LiDAR-Daten, die eine exakte Rekonstruktion der Geländeoberfläche, so auch ehemaliger Rinnenstrukturen ermöglichen. Neben der Auswertung von Bohr- und Schichtenverzeichnissen wird auf historische Karten und Informationsdatenbanken für Bodendenkmäler zurückgegriffen. Genauere Aussagen zur Altersstellung der einzelnen Lechterrassen können mit Hilfe numerischer Datiermethoden getroffen werden.

In der Gesamtbetrachtung stehen sich zwei Talabschnitte des Lechtals gegenüber, die sowohl bezüglich ihrer Nähe zu den Endmoränenwällen als auch ihrer Talkonfiguration vollkommen verschiedene Voraussetzungen für die Ausbildung von Flussterrassen mit sich bringen. In der vorliegenden Arbeit sollen für beide Talabschnitte, auch mit Hilfe neuester Methoden (LiDAR, AMS ^{14}C -Datierung, OSL-Datierung), die oben formulierten Fragestellungen erörtert und ältere Lechkartierungen überprüft oder gegebenenfalls revidiert werden.

2. Lage und geographischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Das Arbeitsgebiet (Abb. 1) liegt in Südwestbayern, damit im nördlichen Alpenvorland und umfasst die Talandschaft beiderseits des rezenten Lechs. Die höchste Erhebung (etwa 755 m ü. NN) und gleichzeitig die südliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes bilden die Jungendmoränen des Lechgletschers bei Hohenfurch. Als nördlicher Rahmen wurde aufgrund der weitflächigen Verbauung des Lechtals im Stadtgebiet von Augsburg, die direkt am südlichen Rand von Augsburg gelegene Ortschaft Kissing (etwa 500 m ü. NN) ausgewählt.

Das gesamte Arbeitsgebiet kann hydrographisch in zwei Hauptabschnitte unterteilt werden. Der etwa 35 km lange und bis zu 5,5 km breite südliche Talabschnitt zwischen den Jungendmoränen und dem Lechfeld bei Kaufering wird dem mittleren Lechtal zugerechnet. Die 22 km lange und bereichsweise bis über 8 km breite Terrassenflur zwischen Kaufering und Kissing wird als Lechfeld (BÜRGER 1991) bezeichnet und bereits dem unteren Lechtal zugeordnet.

Geomorphologisch kennzeichnet den südlichen Untersuchungsabschnitt eine ausgeprägte Terrassentreppe würmzeitlicher und holozäner Lechterrassen, bei der das Höhenintervall zwischen der höchst gelegenen Hauptniederterrasse und dem rezenten Flussbett bis zu 79 m beträgt. Talabwärts wird der Höhenunterschied zwischen den einzelnen Flussterrassen und damit auch das Gesamtintervall sukzessive geringer. Bereits bei Kaufering beträgt dieses nur noch 25 m, bei Kissing letztlich nur noch 9 m. Dementsprechend spricht man im Bereich des Lechfeldes von einer Reihenterrassenlandschaft, bei der die Terrassenoberflächen höhengleich sind, beziehungsweise nur sehr geringe Höhenunterschiede zueinander aufweisen. Das durchschnittliche Gefälle des Lechflusses ist im Talabschnitt Hohenfurch - Kaufering mit 2,8 ‰ naturgemäß höher als im Talabschnitt Kaufering – Kissing (2,4 ‰).

Den naturräumlichen Rahmen des untersuchten Lechtalareals bilden für das Alpenvorland charakteristische Landschaftstypen. So wird das Arbeitsgebiet im Süden und Südosten von den Jungmoränenlandschaften des würmzeitlichen Iller-Lech- und Isar-Loisachgletschers begrenzt. Diesen schließt sich auf der östlichen Talseite das meist von Lössen oder Lösslehm bedeckte risszeitliche Altmoränenland an. Den nördlichen Abschluss des östlichen Talrandes bilden die flachwelligen Molassesedimente des tertiären Hügellandes. Den südlichen Abschnitt des westlichen Talrandes formen alt- und ältestquartäre Sedimente, die der Iller-Lech Schotterplatte zugerechnet

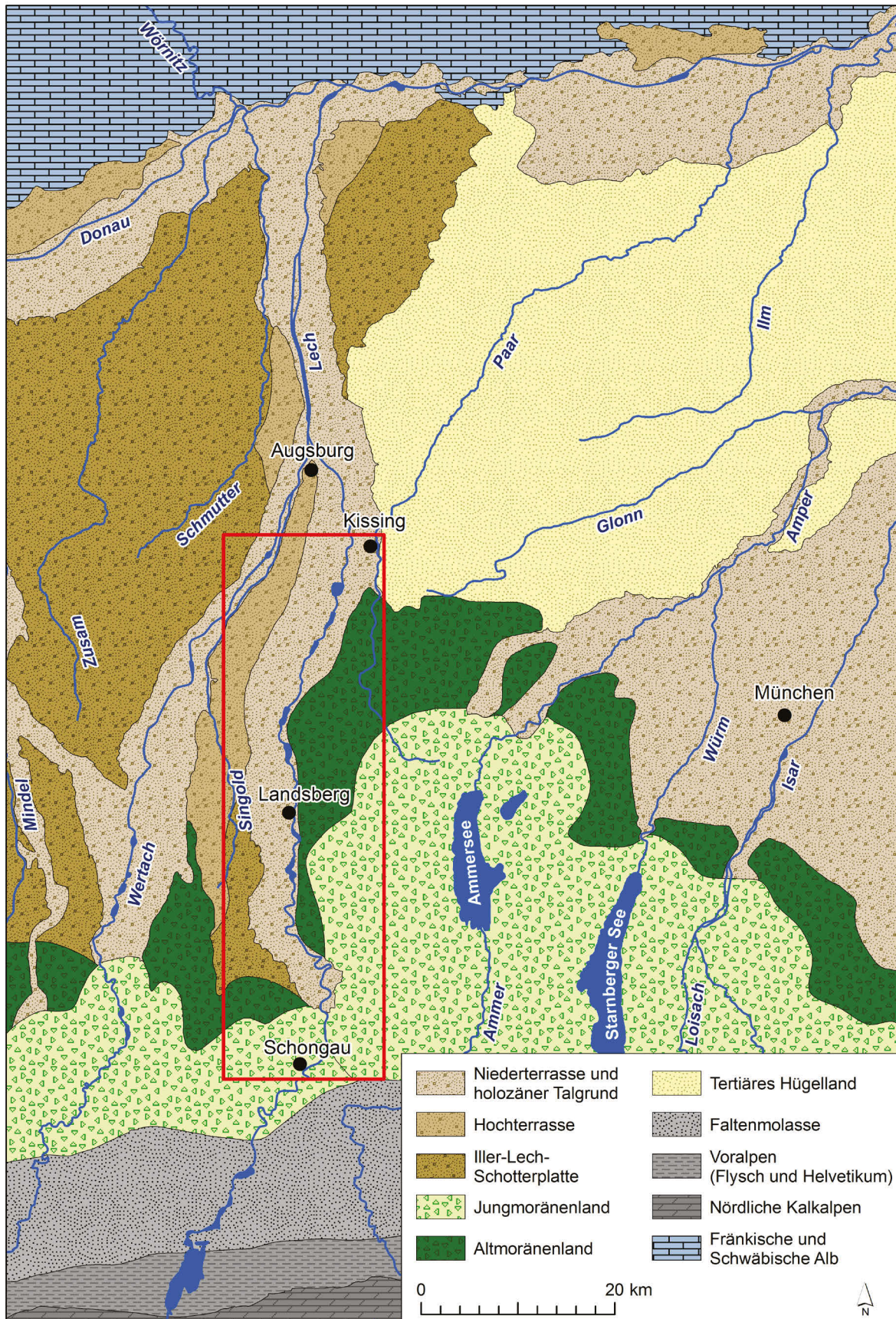


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes (verändert nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996).

werden. Weiter nördlich, in etwa auf Höhe von Landsberg, schließen sich die löss- und lösslehmbedeckten risszeitlichen Schmelzwasserschotter der Augsburger Hochterrasse an. Sie trennen den jungquartären Talgrund des Lechs von dem der Wertach.

2.1 Geologischer Rahmen und Untergrund

Im Zuge der alpinen Orogenese bildete sich an deren Nordseite seit dem Oligozän ein Becken aus. Diese Senke wurde sukzessive mit Abtragungsschutt verfüllt, der sowohl unter marinen als auch limnisch-fluvialen Bedingungen abgelagert wurde. Die als „Molasse“ benannten Sedimente zeichnen, dem jeweiligen Ablagerungsmilieu entsprechend, eine typische Schichtenfolge nach: Untere Meeresmolasse (UMM), Untere Süßwassermolasse (USM), Obere Meeresmolasse (OMM) und Obere Süßwassermolasse (OSM). Während die bis zu 5.000 m mächtige alpine Vorlandmolasse (LEMCKE 1988) im westlichen deutschen Alpenvorland meist den Untergrund der quartären Ablagerungen bildet, ist sie insbesondere im östlichen Alpenvorland weitflächig aufgeschlossen.

Im Pleistozän (2,6 Mio. a bis 11.500 a BP) setzte, hervorgerufen durch mehrere, global zusammenwirkende Prozesse, eine drastische klimatische Veränderung ein, die den mehrmaligen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten zur Folge hatte. Im Zuge der Alpenvergletscherung während der Kaltphasen kam es dort zum Aufbau eines ausgedehnten Eisstromnetzes (WEINHARDT 1973; VAN HUSEN 1987; JERZ 1993). In mehreren Eiszeiten, in denen die Gletscher unterschiedlich weit in das Vorland rückten, wurden typische Moränensedimente und glazifluviale Schotter abgelagert. Die Eismassen transportierten dabei den Gesteinsschutt aus den Alpen weit in das Vorland und lagerten ihn an ihrer Basis als Grundmoränen, an der Gletscherfront als Endmoränen ab. Schmelzwasserflüsse trugen zur Landschaftsgestaltung durch Erosion und Schotterakkumulation bei.

2.1.1 Obere Süßwassermolasse

Im Untersuchungsgebiet bilden feinklastische Sedimente der miozänen jüngeren Oberen Süßwassermolasse (LEMCKE 1975, 1988; DOPPLER 1989; DOPPLER et al. 2000, 2005) sowohl den direkten geologischen Untergrund der quartären Lechablagerungen als auch den nordöstlichen Rahmen des Arbeitsgebietes (Abb. 2). Die sandig bis schluffigen, seltener tonigen Ablagerungen der jüngeren Oberen Süßwassermolasse sind meist stark glimmerführend und weisen verbreitet eine hellgraue bis beige-gelbe, zuweilen in Staunässe-beeinflussten Bereichen auch eine grünblaue Färbung auf. Sie erreichen im südlichen Arbeitsgebiet mit knapp über 900 m (LEMCKE 1975) ihre größten Mächtigkeiten.

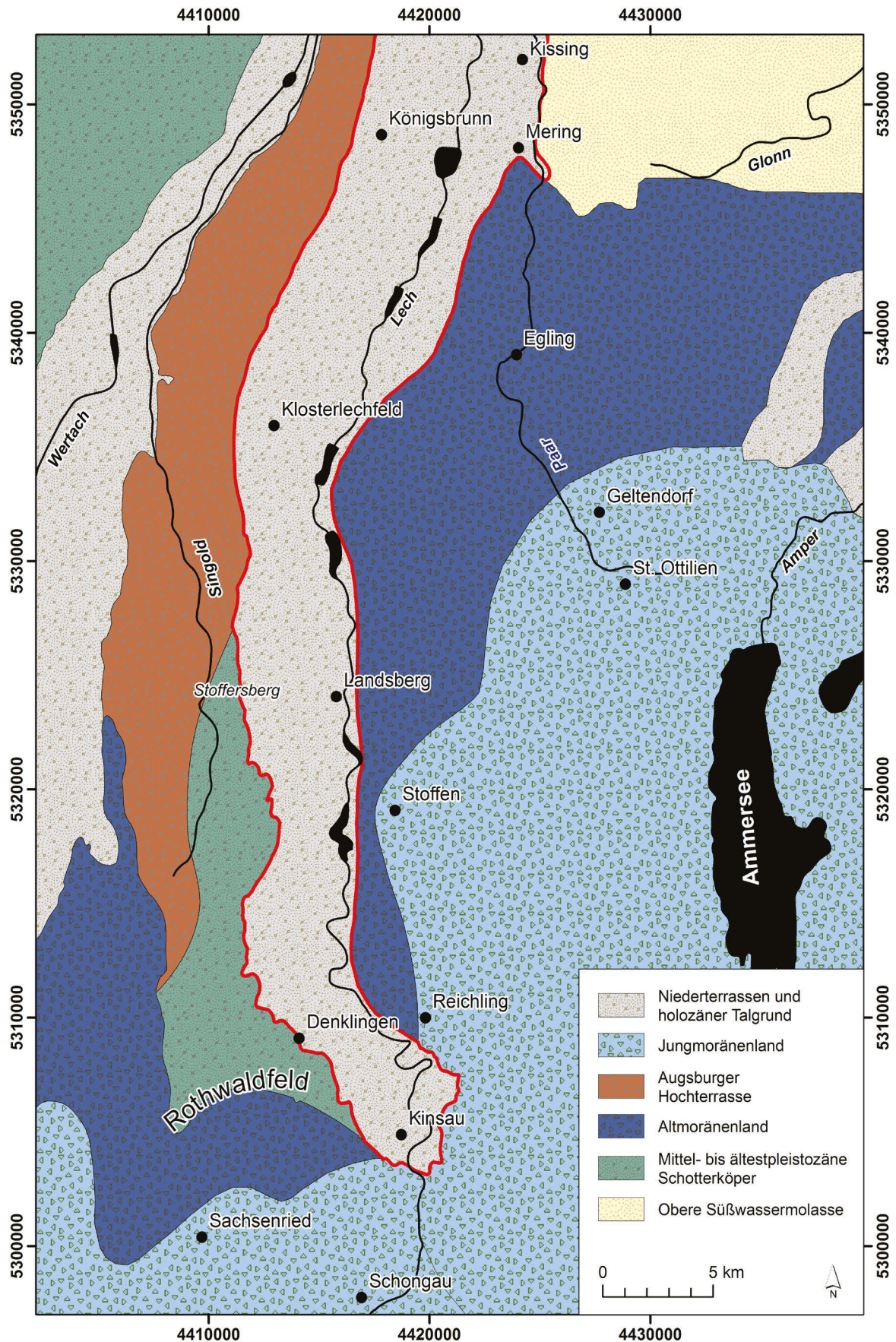


Abb. 2: Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes (verändert nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996).

Da sich der jungquartäre Lech, insbesondere im südlichen Untersuchungsgebiet, weit in die tertiären Sedimente der Oberen Süßwassermolasse einschneidet, treten die entsprechenden Feinklastika meist an den Talflanken des Lechtals (DOPPLER 1993) und an Terrassenrändern, insbesondere im Bereich von Prallhängen (u. a. bei Epfach und südlich Mundraching), zu Tage. Bereichsweise ist die Grenzfläche zwischen Quartär und Tertiär entweder unter Hangablagerungen verborgen oder sie bildet den Sockel der Terrassenkörper. Nichtsdestotrotz kann der Übergang zwischen Molasse und überlagernden jüngeren Schottern wegen des wasserstauenden Charakters der stark verdichteten Molassesedimente anhand von Quellhorizonten über weite Strecken nachvollzogen werden. Molasseaufschlüsse treten zudem direkt unterhalb der Lechstaustufen (u. a. Lechstaustufe 18 bei Kaufering, vgl. Abb.3) auf. Dort bietet sich



Abb. 3: Aufgeschlossene Obere Süßwassermolasse (OSM) am östlichen Lechufer unterhalb der Staustufe Kaufering.

die Möglichkeit sowohl den Grad der Eintiefung des rezenten Lechs in den tertiären Untergrund als auch die Mächtigkeiten der hangenden quartären Lechschotter bestimmen zu können.

An der Oberfläche streichen die Sedimente der Oberen Süßwassermolasse, abgesehen vom direkten Umfeld des Stoffersberges auf der westlichen Talseite, lediglich im äußersten Nordosten des untersuchten Lechtalabschnittes, nämlich am Talrand zwischen Mering und Kissing, aus. Als Teil des tertiären Hügellandes setzen sich die meist von mehreren Metern mächtigen Lössen und Lösslehmen bedeckten Molassesedimente durch eine bis zu 37 m hohe Talflanke vom holozänen Lechtalboden ab.

2.1.2 Mittel- bis ältestpleistozäne Schotterkörper

Ältest- bis altpleistozäne, seltener auch mittelpleistozäne Schotter treten westlich des Lechtals zwischen den Jungendmoränen bei Hohenfurch im Süden und der Augsburger Hochterrasse im Norden bei Igling auf (Abb. 2). Dieser als Rothwaldfeld bezeichnete Landschaftsabschnitt wird geographisch der südlichen Iller-Lechplatte zugerechnet.

Mit Ausnahme des „Kanzelschotters“ (Donauzeit) bildet das gesamte südliche Rothwaldfeld eine von Rissmoränen überprägte Platte (u. a. PIEHLER 1973, 1974; GROTTENTHALER & MÜLLER 2011), die von kastentalförmigen würmzeitlichen Schmelzwasserrinnen zerschnitten wurde. Deren fünf Haupttalsysteme werden als „Wolfsgruber Tal“, „Ascher Tal“, „Dienhausener Tal“, „Breites Tal“ („Wurzental“) und „Ehrenstal“ bezeichnet. Sie sind alle SW – NE exponiert und laufen auf der Hauptniederterrasse im Lechtal aus (Abb. 18). Ältere, mindelzeitliche Schotter treten in den südlichen Bereichen lediglich an den Steilrändern der oben genannten eingeschnittenen Täler und am Lechtalrand zu Tage. Erst weiter nördlich, auf Höhe von Denklingen (Abb. 2), bilden mindelzeitliche Schotter auch die Geländeoberfläche.

Eine Sonderstellung nimmt der im Norden des Rothwaldfeldes gelegene Stoffersberg (Abb. 2) ein, der eine der höchsten Erhebungen (690 m ü. NN) im gesamten Untersuchungsgebiet darstellt. Dessen von Molassesedimenten unterlagerte Schotterkuppe wurde von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) der Günzeiszeit zugerechnet, von KNAUER (1929) als prägünzzeitlich definiert und von EBERL (1930) als donauzeitlich eingestuft. RÖGNER (1979, 1980, 1986, 2004) ordnete dieses lokale Schottervorkommen der Biberkaltzeit zu. In neuesten stratigraphischen Klassifikationen (DOPPLER et al. 2011) wird der Stoffersberg der älteren Donaukaltzeit zugerechnet.

2.1.3 Altmoränen und Augsburger Hochterrasse

Risszeitliche Schottervorkommen formen über weite Strecken die Talflanken beiderseits des Lechtals (Abb. 2).

Östlich des Lechs bilden glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen der risszeitlichen Vorlandvergletscherung zwischen Reichling und Mering ein flachwelliges Relief. Anhand größerer Erhebungen (z. B. Hungerberg) können ehemalige Endmoränenstände nachgezeichnet werden. Schmelzwassertäler der würmzeitlichen Vorlandvergletscherung zerschneiden weite Teile der Altmoränenlandschaft und setzen sich durch steile Böschungen von dieser ab. Das Tal des Verlorenen Baches (SCHREIBER 1990) und das Paar-Tal (SCHEUENPFLUG 1978), die unterhalb von Scheuring (Tal des Verlorenen Ba-

ches) bzw. unterhalb von Mering (Paar-Tal) ins Lechtal einmünden, bilden dabei die markantesten würmzeitlichen Schmelzwasserbahnen (Abb. 60).

Die Altmoränensedimente liegen nicht selten unmittelbar den rißzeitlichen Vorstoßschottern auf und verzahnen sich teilweise mit risszeitlichen Schmelzwasserablagerungen. Letztere bilden als Verebnungsfläche zwischen Prittriching und Mering die Meringer Hochterrasse (SCHAEFER 1957; SCHREIBER 1985). Alle Ablagerungen werden von würmzeitlichen Lössen und deren Derivaten überdeckt.

Westlich des Lechs bilden die mindestens rißzeitlichen Schmelzwasserschotter der Augsburger Hochterrasse (SCHAEFER 1957) den Talrahmen nördlich des Stoffersberges bei Igling bis an das nördliche Ende des Kartiergebietes bei Königsbrunn (Abb. 2). Die bis zu 5,5 km breite Augsburger Hochterrasse, die bereits von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) als Augsburger Feld bezeichnet wurde, bildet sowohl im geologischen als auch im morphologischen Sinne die Trennfläche zwischen den junquartären Tälern des Lechs und der Wertach. Vom Lechtal setzt sie sich durch eine bis zu 11 m hohe Böschung ab. Ihre nur schwach reliefierte Oberfläche wird großflächig von NNW nach SSE verlaufenden Dellensystemen durchzogen. Eine Ausnahme stellt das würmzeitliche Schmelzwassertal der Singold (EBERL 1930, GESSLEIN & SCHELLMANN a, in Druckvorb.) dar, das sich bis zu 12 m in die Oberfläche der Augsburger Hochterrasse einschneidet.

Die glazifluvialen Schotter der Hochterrasse liegen tertiären Sanden und Schluffen auf. Sie sind von bis zu 4 m, in Rinnen sogar bis 6 m mächtigen Lösslehmdecken bedeckt. Neuere Untersuchungen an den Lösslehmdecken (u. a. SCHREIBER & MÜLLER 1991; AKTAS & FRECHEN 1991; BIBUS 1995) und jüngere OSL-Datierungen (BECKER-HAUMANN & FRECHEN 1997) der Lösslehme bzw. von Sandlinsen im Kieskörper bestätigen eine Altersstellung der Augsburger Hochterrasse im Risskomplex.

2.1.4 Jungmoränen

Den südlichen und südöstlichen Abschluss des Untersuchungsgebietes bilden die würmzeitlichen Jungmoränengebiete zweier Vorlandgletschersysteme (Abb. 2). So erstreckte sich knapp nördlich von Hohenfurch, Ost – West verlaufend, die Schongauer Zunge des Iller-Lechgletschers (Abb. 6), während der östliche Lechtalrand zwischen Hohenfurch und Reichling von den viel weiter ins Alpenvorland vorgedrungenen Eismassen der Ammerseezunge des Isar-Loisachgletschers bedeckt war (Abb. 6). Beide Gletscherloben steuerten in ihrem Zusammenspiel die hochglaziale Entwässerung des Lechs (siehe Kap 3.2) und prägten damit im Wesentlichen das heutige Erscheinungsbild des Lechtales.

In den weitestgehend lössfreien Jungmoränengebieten können ehemalige Gletscherstände anhand der im Gelände nachvollziehbaren Staffelung der verschiedenen Endmoränenwälle und dem damit verbundenen glazialmorphologischen Formenschatz (Grundmoräne, Toteislöcher, Drumlins etc.) deutlich nachvollzogen werden. Die mit den Übergangskegeln der einzelnen Moränenstände verknüpften Schotterfelder (PENCK & BRÜCKNER 1909) fanden über Schmelzwasserbahnen ihren Hauptabfluss in das Lechtal, wo sie in den moränennahen Gebieten eine markant ausgeprägte Terrassentreppe (u. a. TROLL 1925, 1926; KNAUER 1929; EBERL 1930; DIEZ 1968, 1973) bilden. Der Übergangsbereich zwischen den ehemals vergletscherten Gebieten und den Schotterterrassen des Lechs wird von DIEZ (1973) nach lithologischen Faktoren differenziert. Nach ihm werden „Bindige Moräne“, „Schottermoräne“ und „Schmelzwasserschotter“ unterschieden.

Die „Bindige Moräne“ bildet die eiszugewandte Seite des Moränenwalls. Sie erfuhr keine oder eine nur sehr geringe Sortierung durch Schmelzwässer und wird dementsprechend durch einen hohen Schluff- und Tonanteil charakterisiert. Die „Schottermoräne“ bildet morphologisch den Übergangskegel und steht lithologisch zwischen „Bindiger Moräne“ und „Schmelzwasserschotter“. Die „Schottermoräne“ ist geschichtet und der Bindemittelgehalt nimmt mit wachsendem Abstand zum Moränenkamm ab. „Schmelzwasserschotter“ unterliegen einer rein glazifluviatilen Ablagerung, sind meist sehr gut sortiert und besitzen oft bindemittelfreie Bereiche („Skelettschotter“ *sensu* SCHIRMER 1983).

Generell können die Schotter beider Vorlandgletscher mittels petrographischer Kennwerte unterschieden werden. SCHREIBER (1985, vgl. Kap. 3.3) konnte so anhand der Gesteinszusammensetzung die Schotterkörper der einzelnen Lechterrassen einer Lech-, Loisach- bzw. Mischfazies zuordnen.

2.1.5 Die Sonderstellung des „Hurlacher Kalktuffs“

Neben holozänen Sinterkalkablagerungen, die als Quellenkalke (Travertin) an den Talhängen des Lechs auftreten (DIEZ 1964; GROTTENTHALER 2009; GROTTENTHALER & MÜLLER 2011; GESSLEIN & SCHELLMANN b, in Druckvorb.), sind etwa 1 km östlich der Kolonie Hurlach, am westlichen Lechufer (Abb. 4, Abb. 5), letztinterglaziale Kalktuffe aufgeschlossen, die aufgrund ihrer Ausbildung und Verbreitung eine Sonderrolle einnehmen. Die 1,5 – 2,5 m mächtigen Kalktuffbänke bilden dort eine steile Uferböschung von 2,5 – 3 m Höhe und sind auf mindestens 800 m Länge zwischen den Stau-stufen 18 und 19 verbreitet.

Die Sinterkalksteinareale zeichnen sich nach KOVANDA (1989) durch drei lithofaziell differenzierbare Sedimenttypen aus. An der Basis liegen Terrassenschotter, die von

schluffigen Mergeln überdeckt sind. Darüber folgen gebankte Kalksinterbildungen, die im unteren Abschnitt von einer Torflage durchzogen sind. Auf diesen liegen maximal wenige Dezimeter mächtige Lechkiese und Hochflutlehme. Auf den Lehmen sind maximal 30 cm mächtige Rendzinen ausgebildet.

Eine U/Th-Datierung aus dem festen Kalktuff, ca. 1 m unter GOK ergab nach JERZ & MANGELSDORF (1989) ein Alter von 134.000 ± 10.000 Jahren BP (Abb. 5: Jerz1). Ein IRSL-Alter von HAUSMANN & SCHREIBER (1989) deutet eine ähnliche Altersstellung (Abb. 5: Hurl1: 120.300 ± 5.750 a BP) an. Demnach besitzt der Kalktuff ein letztinterglaziales Alter. Paläoökologische Analysen der Molluskenfauna weisen ebenfalls auf in-



Abb. 4: Kalktuffbänke am westlichen Lechufer bei Hurlach.

terglaziale Verhältnisse hin (Faunenliste bei KOVANDA 1989). Ältere Datierungen an der Torflage im Travertin erbrachten ein ^{14}C -Alter zwischen 16.000 und 36.000 Jahren BP (GEYH & HENNIG 1983). GEYH & HENNIG (1983) weisen jedoch darauf hin, dass durch Eintrag rezenter und subrezenter Huminsäuren eine deutliche Verjüngung des Torfes stattfand und dementsprechend von einer deutlich höheren Altersstellung der Torfe und damit des Kalktuffes auszugehen ist.

Nach Schichtungsverzeichnissen von Prospektionsbohrungen (GESSLEIN & SCHELLMANN b, in Druckvorb.) in der etwa 1 km entfernten Kiesgrube „Kling“, die auf der Stufe von Unterigling liegt, wurden in einer Tiefe von 20 m unter GOK kompakte Kalktuffbänke von mindestens 5 m Mächtigkeit erbohrt. Aufgrund ihrer stratigraphischen Lage unter hochwürmzeitlichen Niederterrassenkiesen und ihrer Höhenlage im

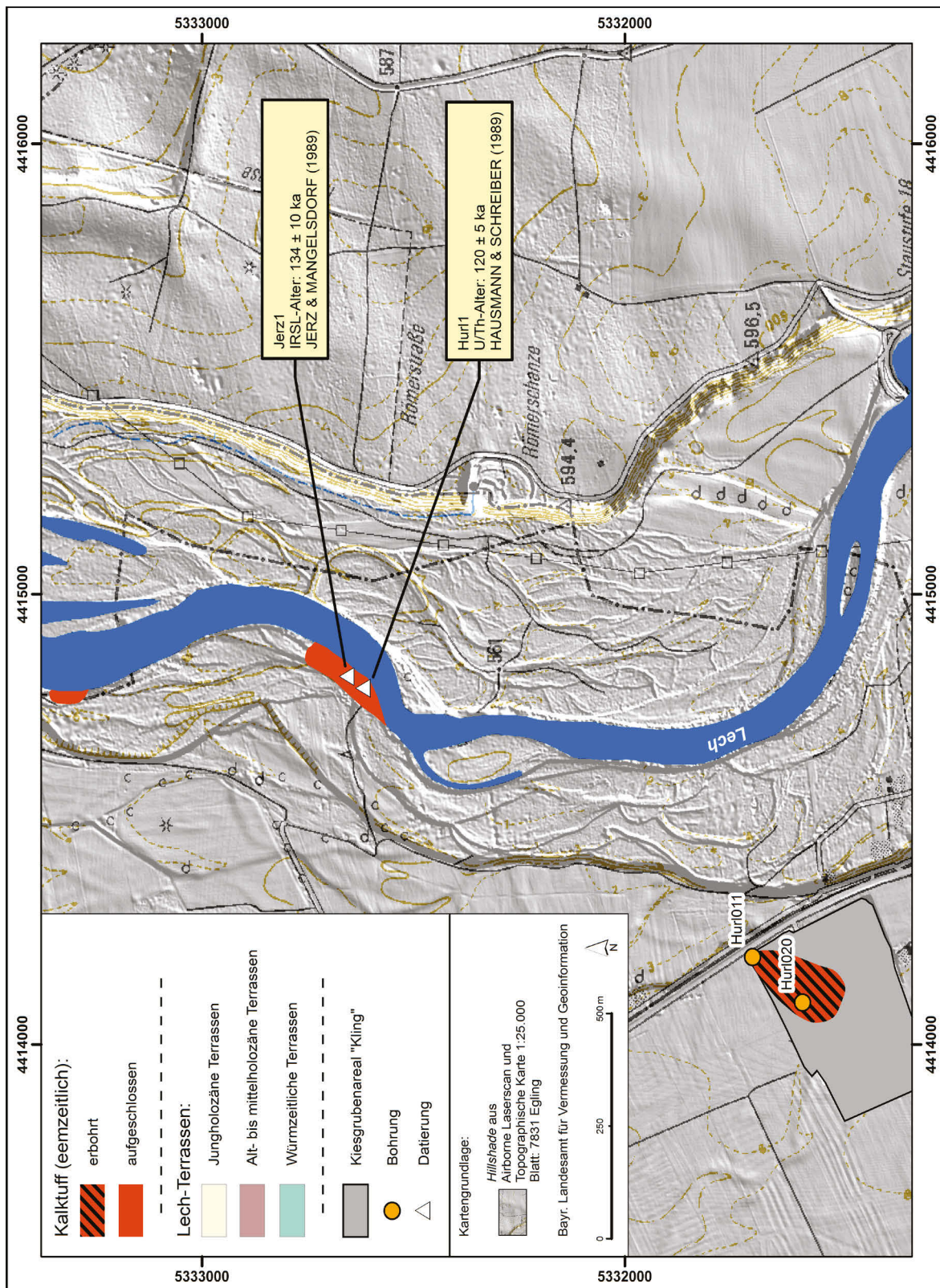


Abb. 5: Verbreitung des Kalktuffs im Raum Hurlach.

Tal korrelieren sie wahrscheinlich mit den letztinterglazialen Hurlacher Kalktuffbänken entlang des westlichen Lechufers (Abb. 5).

2.2 Klima

Das im nördlichen Alpenvorland gelegene Lechtal wird bezüglich der effektiven klimatischen Einordnung nach KÖPPEN (1923), wie weite Teile Mitteleuropas, dem warmgemäßigten Klima mit relativ gleichmäßig über das Jahr verteilten Niederschlägen und Sommertemperaturen, die im Monatsmittel unter 22° Celsius bleiben (Cfb-Klima), zugeordnet.

Generell sind die niederschlagreichsten Monate Juni, Juli und August, der kälteste Monat der Januar und der wärmste der Juli. Das langjährige Niederschlagsmittel für die Klimastation „Denklingen-Dienhausen“ (DEUTSCHER WETTERDIENST 2012) im südlichen Untersuchungsgebiet (727 m ü. NN) lag für die Normalperiode 1961 - 1990 bei 1.111 mm, die durchschnittliche Jahrestemperatur bei 7,2 °C. Die Klimastation Augsburg-Mühlhausen (462 m ü. NN), in etwa am nördlichen Ende des Untersuchungsgebietes gelegen, weist ein langjähriges Niederschlagsmittel für die Normalperiode 1961 - 1990 von 796 mm auf und eine durchschnittliche Jahresmitteltemperatur von 8,0° C (DEUTSCHER WETTERDIENST 2012).

2.3 Hydrologie und Flusskorrekturen

Der Lech entspringt in den nördlichen Kalkalpen in Vorarlberg. Bei Füssen tritt er ins Alpenvorland ein und mündet nach 264 km bei Rain in seinen Vorfluter, die Donau. Das gesamte Einzugsgebiet des Lechs umfasst 3926 km², etwa zwei Drittel davon fallen ins deutsche Alpenvorland (HOCHWASSERNACHRICHTENDIENST BAYERN 2012).

Das Sohlgefälle des Lechs im Alpenvorland liegt auf der 167 km langen Fließstrecke zwischen Füssen und Mündung im Mittel bei 2,35 ‰ (SCHIECHTL 1981). Der Mittelwasserabfluss (MQ) des Lechs beträgt am mündungsnächsten Messpegel „Augsburg unterhalb der Wertachmündung“ für die Zeitperiode 1960 – 2006, 114 m³/s (HOCHWASSERNACHRICHTENDIENST BAYERN 2012). Im nördlichen Alpenvorland nimmt der Lech damit nach Inn (736 m³/s), Salzach (250 m³/s) und Isar (175 m³/s) den vierten Rang ein.

Für das Arbeitsgebiet besitzt der Messpegel „Landsberg am Lech“ für die Abflussverhältnisse eine repräsentative Stellung. Der dortige Mittelwasserabfluss (MQ) ist, oberhalb der Wertachmündung, für die Zeitperiode 1954 – 2006 mit 80,9 m³/s naturgemäß deutlich geringer. Der mittlere Hochwasserabfluss (MHQ) für den gleichen Zeitabschnitt beträgt 436 m³/s (HOCHWASSERNACHRICHTENDIENST BAYERN 2012). Der Blick auf den Jahresgang zeigt Abflussspitzen im hydrologischen Sommerhalbjahr,

schwerpunktmäßig in den Monaten Mai und Juni, wobei sich der Abfluss zwischen Sommer und Winter (MQ_{so} Sommer: 102 m³/s; MQ_{wi} Winter 59,7 m³/s) etwa im Verhältnis 2:1 gegenübersteht. Der Abflussgang des Lechs entspricht damit dem eines klassischen hochalpinen Flusses mit einem nivalen Abflussregime (u. a. PARDÉ 1933; BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996), bei dem die Abflussspitzen mit dem Höhepunkt der Schneeschmelze im Hochgebirge korrelieren. Sommerliche Starkniederschläge spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Aus hydrogeologischer Sicht fungieren die warmfluviatilen und glazifluviatilen Schotterakkumulationen im Lechtal als ausgeprägte Grundwasserleiter, während die Molassesande und Schluffe im Liegenden der Schotter einen großflächigen Wasserstauer darstellen. Dabei folgen die Grundwässer vor allem Tiefenrinnen im miozänen Untergrund. Bei Hochwasserlagen und Starkregenereignissen kommt es insbesondere im Bereich von Talrandsenken (u. a. bei Prittriching, Mering, Kissing) infolge des starken Grundwasseranstiegs nicht selten zu Überschwemmungen.

Die wegen der sommerlichen Schneeschmelze bestehende Hochwassergefahr im Lechtal hatte bereits in römischer Zeit (BAUER 1979; SCHIECHTL 1981; BÜRGER 1991) zur Folge, dass erste Uferschutzbauten zum Hochwasserschutz und zur Stabilisierung der Lecharme durchgeführt wurden. Auch in den folgenden Jahrhunderten, insbesondere unter Karl dem Großen, wurden Dämme und Schutzbauten im großen Maßstab, schwerpunktmäßig im Umfeld größerer Siedlungen wie Augsburg installiert (SCHIECHTL 1981). Bis in das 19. Jahrhundert hinein handelte es sich dabei um isolierte, nicht zusammenhängende Uferdeckwehre (SCHIECHTL 1981). Erste großangelegte „geschlossene“ Flusskorrekturen wurden von der Königlichen Obersten Baubehörde im Staatsministerium des Inneren ab der 2. Hälfte des 19. Jh. in Auftrag gegeben.

Zwischen Füssen und Augsburg wurden demzufolge auf folgenden Flussabschnitten Korrekturen durchgeführt (SCHIECHTL 1981), wobei die beiden letztgenannten das Arbeitsgebiet betreffen:

Vom Mangwehr in Füssen bis zur Roßhauptener Enge:	1910 – 1930
Von Prem bis zur Illachmündung:	1910 – 1933
Vom Wehr Schongau bis Finsterau:	1860 – 1913
Von Pitzling bis Kaufering:	1863 – 1910
Vom Hurlacher Kalktuff bis zum Hochablass Augsburg:	1879 – 1925

Tab. 1: Stauanlagen und Stützwehre im Untersuchungsgebiet (nach BÜRGER 1991).

Führungsnummer	Lokalität	Bauart	Baujahr/-zeit
Staustufe 9	Apfeldorf	Laufwasserkraftwerk	1944
Staustufe 10	Epfach	Laufwasserkraftwerk	1948
Staustufe 11	Lechblick	Laufwasserkraftwerk	1943
Staustufe 12	Lechmühlen	Laufwasserkraftwerk	1943
Staustufe 13	Dornstetten	Laufwasserkraftwerk	1943
Staustufe 14	Pitzling	Laufwasserkraftwerk	1944
Staustufe 15	Landsberg	Laufwasserkraftwerk	1945
Wehr	Karolinenwehr Landsberg	Wehr	14. Jh.
Staustufe 18	Kaufering	Laufwasserkraftwerk	1973–1975
Staustufe 19	Schwabstadl	Laufwasserkraftwerk	1981
Staustufe 20	Scheuring	Laufwasserkraftwerk	1980
Staustufe 21	Prittriching	Laufwasserkraftwerk	1980
Staustufe 22	Unterbergen	Laufwasserkraftwerk	1980–1982
Staustufe 23	Merching	Laufwasserkraftwerk	1975–1978

Alle Baumaßnahmen sahen primär eine gestreckt geführte Gerinneführung und eine Befestigung der Uferlinie vor. In den darauffolgenden Jahren wurden die noch unkorrigierten Teilstrecken zwischen Landsberg und Augsburg in die Maßnahmen einbezogen.

Die aus der gestreckten Lechbettführung resultierende Erhöhung der Abflussschwindigkeit hatte eine verstärkte Tiefenerosion in die liegenden Molassesedimente zur Folge und damit eine Absenkung des Grundwasserspiegels. Um der zunehmenden Eintiefung entgegenzuwirken, wurden in den Folgejahren (1919 – 1938) verschiedene Stützwehre integriert. Da diese festen Wehre unterhalb der Stürze einer ständigen Auskolkung und letztlich auch Zerstörung unterlagen, wurden später Sturzböden installiert. Heute haben die meisten im Lechtal angelegten Wehre eine Doppelfunktion. Zum einen regulieren sie den Lechabfluss und zum anderen dienen sie der Energiegewinnung. Im Arbeitsgebiet selbst sind 14 Wehranlagen installiert, 12 davon werden zur Energiegewinnung genutzt (Tab. 1).

Durch die Summe aller wasserbaulichen Maßnahmen, insbesondere seit dem 19. Jahrhundert, wurde der natürliche Abflussgang und damit auch das gesamte morphologische Erscheinungsbild des Lechs stark gestört bzw. zerstört. Uraufnahmen aus den Jahren 1809-1819 und damit vor den großflächigen Eingriffen zeigen, dass der Lech zwischen Hohenfurch und Landsberg einen vorwiegend mäandrierenden Charakter aufwies und sich weiter nördlich als verzweigter Fluss darstellte (Kap. 6.1, Abb. 62).

3. Forschungsgeschichtlicher Überblick

Das Kapitel Forschungsstand ist viergeteilt. So wird zunächst überblicksartig eine Einführung in die Eiszeitenforschung des nördlichen Alpenvorlandes mit besonderem Fokus auf die Würmkaltzeit gegeben. Danach liegt der Fokus auf dem Lechtal und damit auf der Forschungsgeschichte der beiden für die Genese des Lechtals relevanten Vorlandgletschersysteme, dem Iller-Lech-Gletscher und dem Isar-Loisach-Gletscher. Der darauf folgende Abschnitt gibt einen detaillierten Einblick in die bisher im Lechtal betriebenen Forschungsarbeiten. Das letzte Kapitel setzt sich mit der übergeordneten Fragestellung nach grundlegenden Steuerungsmechanismen auseinander, die hinter der Ausbildung von Flussterrassenkörpern stehen.

3.1 Forschungsüberblick zur Eiszeitenabfolge im nördlichen Alpenvorland mit besonderem Fokus auf die Würmkaltzeit

Das landschaftliche Erscheinungsbild des Alpenvorlandes geht im Wesentlichen auf pleistozäne Prozesse zurück, also den klimatisch bedingten Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. Bereits im 19. Jahrhundert setzte sich mehr und mehr die Auffassung durch, dass sowohl die Alpen als auch das Alpenvorland weiträumig von Gletschern überformt wurden. Es waren unter anderem STARK (1873), PENCK (1882) und später GÜMBEL (1894), letzterer unter starker Bezugnahme auf ALBRECHT PENCK (1882), die den Gedanken einer glazialen Überformung auf das nördliche (bayerische) Alpenvorland übertrugen. Dabei beschäftigte sich insbesondere PENCK (1882) intensiv mit glazialer Mechanik und den daraus resultierenden morphologischen Formen. Letztere stellte er in einen genetischen Zusammenhang und entwickelte hieraus einen schematischen Ablauf glazialer und glazifluvialer Formen. Die daraus abgeleiteten Modelle des „glazialen Komplexes“ und der „glazialen Serie“ ermöglichten es PENCK (1882) schließlich, vom Monoglazialismus abzurücken, und für das Alpenvorland bis zu drei Vereisungen (**Würmkaltzeit, Risskaltzeit, Mindelkaltzeit**) nachzuweisen.

In dem nachfolgenden wegweisenden Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909) konnte er seine triglaziale Quartärgliederung in eine tetraglaziale (+ **Günzkaltzeit**) erweitern. Und obwohl sich PENCK in seinen späteren Veröffentlichungen (u. a. PENCK 1947) vorrangig mit den Ursachen der Gletscherwiederkehr und deren Rückzugsstadien auseinandersetzte, sah er die größte Bedeutung für die Glazialgeologie (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909) in der Untersuchung der durch Erosionsdiskordanzen voneinander getrennten Schmelzwasserkörper bzw. Schotterteilstädter.

Es war EBERL (1930), der neben TROLL (u. a. 1925, 1926, 1931) und KNAUER (u. a. 1929, 1935) die frühe Eiszeitenforschung im Sinne PENCKs prägte. Im Gegensatz zu letzterem versuchte EBERL (1930) die komplette Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland exemplarisch im Bereich des Lech- und Illergletschers zu rekonstruieren.

Dabei versuchte er, ebenso wie KNAUER (1929, 1935) und SOERGEL (1937), die stratigraphische Gliederung der glazialen Ablagerungen mit der Strahlungskurve von MILANKOWITSCH (1930) zu korrelieren. Unter Bezugnahme auf das Modell von KÖPPEN & WEGENER (1924) gelang es EBERL (1930), bis zu 16 sogenannte stratigraphische Ablagerungskomplexe in einen chronologischen Kontext zu klimatologischen Maxima und Minima zu bringen. Letztendlich ordnete er 14 Ablagerungskomplexe dem Eiszeitalter zu, welches er um eine weitere (fünfte) Kaltzeit, die **Donaukaltzeit**, erweiterte.

1957 ergänzte SCHÄFER die Eiszeitenfolge um ein weiteres, ältestes Glied, die **Biberkaltzeit**. Er berief sich dabei auf die höchst gelegenen Schotterfelder („Hochschotter“) der „Staudenplatte“ (Iller-Riss-Lech Platte).

1975 fügte er noch die **Paarkaltzeit** hinzu, die jedoch genauso wie die von SCHREINER & EBEL (1981) ausgeschiedene **Haslachkaltzeit** in der deutschen Alpenvorlandstratigraphie eine lokale Sonderrolle einnimmt.

So konnten SCHREINER & EBEL (1981) im nordöstlichen Rheingletschergebiet den sogenannten „Haslacher Schotter“ durch eine Erosionsphase von älteren Günzzeitlichen Schottern abtrennen. Wegen ihrer Lage unterhalb der älteren Günzschotter und oberhalb der mindelzeitlichen Schotter wurden die „Haslachsotter“ zum *locus typicus* der **Haslachkaltzeit**. Im deutschen Alpenvorland sind sie allerdings nur dort eindeutig belegt.

Uneinig ist man sich in der Literatur bezüglich der von SCHÄFER (1975) geforderten **Paarkaltzeit**. 1995 korreliert er ergänzend zum *locus typicus* im Paartal eine Schotterterrasse des Hawanger Feldes im Günztal mit dem „Paarniveau“. BECKER-HAUMANN (2005) unterstützt SCHÄFER (1975), indem er das Schotterniveau unterhalb der Mindelschotter des Grönenbacher Feldes bei Kempten in die Paareiszeit setzt. Ebenso stellten SCHREIBER & MÜLLER (1991) nach Untersuchung der Lössdeckschichten der Augsburger Hochterrasse die Vermutung auf, dass die unterlagernden Schmelzwasserschotter durchaus einem älteren Riss beziehungsweise der Paarkaltzeit entstammen könnten. Der SCHÄFERSchen Annahme (1975) einer Paareiszeit widersprechen unter anderem HABBE (1997) und auch MIARA & RÖGNER (1996), die die Terrassen der Günz auf dem Hawanger Feld mittels TL-Datierungen eindeutig als riss- beziehungsweise mindelzeitlich einstufen können.

Der Wissensstand bezüglich des jüngsten Glazials, der Würmkaltzeit, ist naturgemäß am größten. Nach PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) beschäftigte sich insbesondere TROLL (1925, 1926, 1931, 1954, 1968) mit der morphologischen Entwicklung der letztglazialen Schotterfelder bis in die Moränenlandschaft hinein. Im Rahmen seiner Kartierungen konnte er Gesetzmäßigkeiten zu den Erosions- und Aufschüttungsvor-

gängen von Schmelzwasserschotterflächen herausstellen. Diese mündeten in der „fluvioglazialen Serie“, die er PENCKS „glazialen Serie“ gegenüberstellte.

sie setzt sich im Wesentlichen aus sieben Elementen (u. a. TROLL 1926, 1977) zusammen:

1. Übergangskegel
2. Hauptschotterfelder
3. Trompetentäler
4. Fluvioglaziale Mäander
5. Aufgesetzte Schotterkegel
6. Fluvioglaziale Talrandbögen
7. Quellzone

Im Gesamtkontext beschreibt die „fluvioglaziale Serie“ eine Dreiteilung der fluvialen Dynamik im Moränenvorfeld. Demnach wird der Oberlauf von erosiven Prozessen geprägt. Der mittlere Flusslauf wird als Kreuzungsbereich beschrieben, in dem die Schotterfelder in Form von Terrassenkreuzungen sukzessive aufeinander auslaufen. Diesem folgen am Unterlauf die Schwemmfächerareale. Hier werden die am Oberlauf erodierten Sedimente schwemmfächerartig akkumuliert. Dort liegen sie meist älteren Ablagerungen auf.

Neben TROLL prägten vor allem EBERL (1930) und KNAUER (u. a. 1929, 1935, 1937, 1941) die frühe Eiszeitenforschung. KNAUER (1935, 1937, 1941, 1953) setzte sich, ebenso wie TROLL (1925, 1926, 1936), vorrangig mit Vorrückungs- und Rückschmelzphasen der würmzeitlichen Gletscherstirn und deren Moränen- und Schmelzwassersedimenten auseinander. Dabei beschreibt KNAUER (1935), im Gegensatz zu TROLL (1925, 1926), der die Einheitlichkeit der Würm-Vereisung postulierte, ein älteres überfahrenes Würmstadium.

Die voneinander abweichenden Modellansätze KNAUERS (1935) und TROLLS (1925, 1926) führten zu jahrelangen Auseinandersetzungen (u. a. TROLL 1936) zwischen beiden Wissenschaftlern, wobei KNAUER (1929) letztlich Unterstützung von EBERL (1930) erhielt, der ebenfalls der von TROLL (1925, 1926) postulierten Einheitlichkeit der Würm-Vereisung widerspricht, indem er auf der Iller-Lech-platte bis zu drei Vereisungsphasen innerhalb des Würms nachweist.

Spätestens seit den frühen 50er Jahren des letzten Jahrhunderts erlangte in der Wissenschaft die Vorstellung einer Zwei- oder Mehrgliedrigkeit der Würm-Vereisung im nördlichen Alpenvorland Geltung. Dabei setzte sich vor allem GRAUL (1952, 1953)

vehement für eine Mehrgliedrigkeit derselben ein. Unterstützung fand er neben TROLL und KNAUER in SCHNETZER (1936), SCHAEFER (1940, 1950, 1953), RATHJENS (1951) und später auch GERMAN (1959, 1962), die allesamt eine Unterteilung der letzten Eiszeit durch ein bis zwei Interstadiale postulierten. GRAUL (1953) gelang es schließlich, die letztglazialen Schüttungen verschiedener Gletschergebiete hinsichtlich sedimentologischer Kriterien (Kristallin- und Kalkgehalt der Schotterfazien) zu differenzieren und so verschiedene Vorrückphasen der Würmeiszeit eindeutig zu belegen.

Eine weitere detailliertere Differenzierung des Würmglazials ermöglichten schließlich auch andere wissenschaftliche Ansätze. So erlangte insbesondere die Aufnahme von Deckschichten und die Untersuchung bodenkundlicher Faktoren eine immer bedeutendere Rolle (u. a. BRUNNACKER 1957, 1960, 1964, 1975, 1977; DIEZ 1967, 1968; SEMMEL 1969, 1972, 1978; BIBUS 1995; BIBUS & KLÖSEL 1997).

Seit den 1990er Jahren gewinnen im Alpenvorland vor allem Lumineszenzdatierungsmethoden mehr und mehr an Bedeutung. Dabei werden vorrangig die Thermolumineszenz (TL) (u. a. FRECHEN 1994; BECKER-HAUMANN & FRECHEN 1997), die Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL) an Quarzen und Feldspäten und die Infrarot Stimulierte Lumineszenz (IRSL) an Feldspäten (u. a. PREUSSER et al. 2008) angewandt.

Eine genauere Unterteilung des Würmspätglazials und des Holozäns im Alpenvorland machen pollenanalytische (u. a. GROSCHOFF 1952; GERMAN & FILZER 1964) und dendrochronologische (u. a. BECKER 1982; BECKER et al. 1994) Datierungen möglich. Radiometrische Altersbestimmungen, allen voran die ^{14}C -Datierung (u. a. GROSCHOFF 1961; GEYH 1971), sind bis heute Standard in der holozänen Stratigraphie.

3.2 Forschungsstand zur würmzeitlichen Vorlandvergletscherung im Bereich des Isar-Loisach- und Iller-Wertach-Lechgletschers

Im Folgenden liegt das Hauptaugenmerk auf den für die jungquartäre Anlage des Lechtals wirksamen Vorlandgletschersystemen und zwar des **Isar-Loisachgletschers** und des **Iller-Wertach-Lechgletschers**. Genauer handelt es sich um die 10 km nördlich des heutigen Ammersees reichende **Ammerseezunge** des **Isar-Loisachgletschers** und die **Schongauer Zunge** des **Lechgletschers** (Abb. 6). Letztere blieb als östlichste Eisrandlage des Iller-Wertach-Lechgletschers weit hinter der Ammerseezunge des Isar-Loisachgletschers zurück und erreichte bereits wenige Kilometer nördlich von Schongau ihre maximale Ausdehnung.

In „Die Vergletscherung der Alpen“ setzt sich PENCK (1882) schwerpunktmäßig mit der inneralpinen Verbreitung des Inngletschers, Isargletschers und des Iller- bzw. Lechgletschers auseinander. Auf Basis der darin gewonnenen Erkenntnisse skizzieren PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) in „Die Alpen im Eiszeitalter“ unter anderem die

maximale Ausdehnung der Alpengletscher im Vorland. Für die stark asymmetrische Entfaltung des **Isar-Loisachgletschers** im Würmglazial machen die Autoren den außerordentlich starken Eiszufluss aus dem Loisachtal verantwortlich, der eine dominante Ausbreitung des Ammerseelobus im letzten Glazial zur Folge hatte. Der Exposition der Gletscherstirn entsprechend, entwässerten der Würmsee-, der Wolfratshausener- und der Tölzer Lobus ebenso zur Münchner Schotterebene, wie die nord- bzw. ostexponierten Bereiche des Ammerseelobus.

Die Schmelzwässer des aufgrund des geringeren Einzugsgebietes weit hinter dem Isargletscher zurückgebliebenen **Lechgletschers** wurden nach PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) von der Gletscherstirn direkt in das Lechtal abgegeben, vereinzelt auch über schmale Schmelzwassertäler, die sich durch die Deckenschotter des „Rothwaldfeldes“ schnitten.

ROTHPLETZ (1917, siehe Tab. 2) erstellte erstmalig anhand von Geländeaufnahmen, Auswertungen von topographischen Karten und ersten Moränenskizzen von v. AMMON (1894) eine großmaßstäbige Darstellung der Endmoränenstände des **Isargletschers**. Seine Ausarbeitungen zeigen, dass neben der äußersten „Schöngeisinger Endmoräne“ sieben weitere, regelmäßig hintereinander und ineinander eingeschachtelte Rückzugsendmoränen ausgebildet sind: die „Wildenrother“, „Grafrather“, „Seefelder“, „Diemendorfer“, „Pähler“, „Madenberger“ und „Weilheimer“.

Für den **Lechgletscher** und den damit verbundenen Rückzugserscheinungen zeichnete SIMON (1926, siehe Tab. 2) eine erste detaillierte Karte. Danach ist die maximale Ausdehnung der Schongauer Gletscherzunge durchweg als Doppelwall ausgeprägt, wobei sich der äußere Wall als schwächer darstellt. TROLL (1936, siehe Tab. 2) bezeichnete den Doppelwall später als „Phase von Sachsenried“. Den ersten großen Rückschmelzhalt des Lechgletschers bezeichnet SIMON (1926, siehe Tab. 2) als „Tannenberger Stadium“, welches sich aufgrund des auffallend inhomogenen Zurückschmelzens der Gletscherstirn bereits deutlich von der Ausrichtung der äußersten Endmoränen absetzt. Das darauf folgende „Haslacher Stadium“ markiert den, im Bereich der Schongauer Zunge nahezu lückenlosen Moränengürtel des 2. Rückzugsstandes des Lechgletschers. Dessen Hauptschmelzwässer folgten bereits in weiten Arealen dem heutigen Lechtal. Als „Bernbeurer (Gruiwanger) Stadium“ definiert SIMON (1926) den 3. Rückzugshalt des Lechgletschers. Komplette Endmoränenkränze sind von diesem Rückzugshalt kaum erhalten, da sie einer Vielzahl von Schmelzwasserdurchbrüchen in Folge extremer Schmelzwasseransammlungen zum Opfer fielen. Die Entwässerung zum heutigen Lechtal fand in diesem Stadium primär über zwei Schmelzwasserbahnen statt, die sich in etwa bei Schongau wieder vereinigten. Der Lech nutzte von diesem Zeitpunkt an nicht weiter das Tal von Schongau – Hohenfurch, sondern sein heutiges Tal durch die Talenge von Finsterau. Die von SIMON (1926) als „Wagegger

Stadium“ bezeichnete Drumlinreihe findet in späteren Veröffentlichungen keine Beachtung.

Mit dem **Verknüpfungsbereich** zwischen Isarvorland- und Lechvorlandgletscher befasste sich TROLL (1925). Er konnte belegen, dass die Schmelzwasserschotter der „Altenstädter Stufe“, der „Hohenfurcher Stufe“ und der „Peiting-Schongauer Stufe“ mit Rückzugsmoränen jeweils **beider** Gletscher verknüpft werden können. Dementsprechend war für TROLL (1925) eine Trennung beider großer Gletschersysteme bei allen drei Rückzugsständen angezeigt.

Die Gletscherstände des **Isar-Loisachgletschers** wurden von KNAUER (1929, siehe Tab. 2) im Rahmen der geognostischen Aufnahme des Blattes München-West erneut genauer beschrieben. Die von ihm vergebenen Lokalnamen werden für den Isar-Loisachgletscher noch heute benutzt und ersetzen damit weitgehend jene von ROTH-PLETZ (1917). Er spricht bei der Hauptrandlage vom „Stand von Reichling“ und bei den markanten Rückzugsständen von den Phasen von „St. Ottilien“, „Wessobrunn“ und „Weilheim“. Ergänzend bezeichnet KNAUER (1929) einige lokal vor der Hauptrandlage liegende Moränenzüge des Isar-Loisachgletschers als „Stoffener Moränenzug“.

Bezüglich der KNAUERSchen (1929) Namensgebung der Moränenhalte ist zu ergänzen, dass TROLL (1936, siehe Tab. 2) in einer späteren Veröffentlichung die Phase von „St Ottilien“ als „Phase von Hofstetten“ und den „Tannenberger Stand“ als „Phase von Altstadt“ bezeichnete. Eine Weiterführung dieser Nomenklatur in der Fachliteratur fand jedoch nicht statt. Gleiches gilt für die von TROLL (1925, siehe Tab. 2) als „Ammerseestadium“ bezeichnete „Phase von Weilheim“, die er in Anlehnung an das Inngebiet als letzte Randlage vor den inneralpinen „Bühl-“, „Gschnitz-“ und „Daunstadium“ (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909) sieht.

Eine Ergänzung um einen nur lokal ausgebildeten Moränenwall erfuhr der **Lechgletscher** von RATHJENS (1951, siehe Tab. 2). Er verknüpfte einen etwa 1 km langen Moränenwall im Staffellau-Wald nördlich von Schongau mit einer eigenständigen Schotterterrasse („Stufe von St. Ursula“). TROLL (1954) und PIEHLER (1973, 1974) bestätigten später diese Randlage, und BLÜCHEL (1991, siehe Tab. 2) konnte sogar deren Fortsetzung nach Westen belegen, die er als „Schwabrucker Phase“ bezeichnete. Am **Isar-Loisachgletscher** wurde von GROTTENTHALER (2009, siehe Tab. 2) ein Terrassenäquivalent zur Stufe von St. Ursula aufgenommen, welches mit einem eigenen Übergangskegel verbunden ist. Als entsprechender Lokalname wird von ihm „Pürsch-Wald“ verwendet.

KUHNERT & ROHR (1975, siehe Tab. 2) fügten zur bis dahin bekannten Differenzierung des **Lechgletschers** einen weiteren Rückzugsstand („Burker Stadium“) zwischen dem „Haslacher-“ und „Bernbeurer Stadium“ hinzu. GAREIS (1978) wiederum stellte

kurz darauf das „Gruiwanger Stadium“ von SIMON (1926) in Frage. GERMAN (1962) hinterfragte aufgrund der Vielzahl der Moränenwälle des Lechgletschers generell die Sinnhaftigkeit einer möglichen Parallelisierung des Lechgletschers mit anderen Gletschersystemen des Alpenvorlandes.

Neuere geomorphologische Kartierungen der Schmelzwasserbahnen am zurückweichenden **Isarlobus** schufen einen differenzierteren Blick bezüglich der Gletscherentwässerung. Dabei beschäftigte sich SCHNEIDER (1995) primär mit der „Phase von Wessobrunn“, die für ihn den Wendepunkt der Schmelzwasserentwässerung zu Ungunsten des Lechtals darstellt. Er konnte anhand von Gefälleberechnungen der Schmelzwasserbahnen belegen, dass die Schmelzwässer des westlichen, **äußeren** „Wessobrunner Stadiums“ nur noch nördlich von Apfeldorf zentrifugal zum Eisrand über ein stark eingetieftes Schmelzwassertal in das Lechtal entwässerten. Mit dem inhomogenen Zurückschmelzen der Gletscherstirn zur **inneren** „Wessobrunner Rand-

Tab. 2: Würmhoch- und würmspäthochglaziale Gletscherstände des Isar-Loisachgletscher und Lechgletscher nach allen bisherigen Bearbeitern.

Isar-Loisachgletscher				Lechgletscher			
ROTHPLETZ (1917)	KNAUER (1929)	TROLL (1925, 1936)	GROTTENTHALER (2009)	SIMON (1926)	TROLL (1936)	RATHJENS (1951)/BLÜCHEL (1991)	KUHNERT & ROHR (1975)
	Stoffener Stadium						
Wildenrother Stadium	Reichlinger Stadium		Püschwaldstadium		Phase von Sachsenried	Staffelauwaldmoräne/Schwabrucker Moräne	
Grafrather Stadium	Stadium von St. Ottilien	Phase von Hofstetten		Tannenberger Stadium	Phase von Altenstadt		
Seefeldler Stadium	Wessobrunner Stadium			Haslacher Stadium			Burker Stadium
Diemendorfer Stadium				Bernbeurer Stadium			
Pähler Stadium				Wagegger Stadium			
Madenberger Stadium							
Weilheimer Stadium		Ammerseestadium					

lage“ hin, folgten die Schmelzwässer dem Eisrand nach Norden und wurden über das heutige Ampertal in Richtung Münchner Schotterebene abgeführt. Nach seinen Ausführungen endete damit der Zufluss glazialer Schmelzwässer vom **Isargletscher** zum Lechtal mit dem 2. Hauptrückzugsstand. FELDMANN (1998) ergänzt schließlich für den **Ammerseelobus** einen Supermaximalstand, der noch vor dem „Stoffener Stadium“ liegen soll. Als Nachweis für diese Gletscherausbreitung beschreibt er Moränensedimente, die unter Niederterrassenschottern begraben sind. Morphologisch kann diese „Fürstenfeldbrucker Randlage“ nicht belegt werden.

Betreffend der **Parallelisierung** der beiden Gletschersysteme greift GROTTENTHALER (2009) die Darstellungen von KNAUER (1929) und TROLL (1954) auf, die für die Eisrandlagen von „St. Ottilien“ und „Tannenberg“ dasselbe Alter vermuteten. Er argumentiert, dass die Übergangskegel der Endmoränen von St. Ottilien an der rechten Lechleite mit

den Schmelzwasserschottern der „Stufe von Altenstadt“ verbunden werden können, welche ihrerseits mit den Lechmoränen des „Tannenbergestandes“ verknüpft sind.

Einer möglichen Parallelisierung der „Phase von St. Ottilien“ und dem Oberflächenniveau der Hauptniederterrasse, die KNAUER (1953), PIEHLER (1974) und SCHREIBER (1985) skizzierten, widersprechen GROTTENTHALER (2009) und GROTTENTHALER & MÜLLER (2011) dagegen vehement.

In der Übersichtskarte (Abb. 6) werden alle für den Lech- und Isargletscher beschriebenen Endmoränenstände dargestellt.

3.3 Forschungsstand zur Talgeschichte des Lechtals

Das Zusammenspiel beider Vorlandgletschersysteme schuf im Lechtal eine ausgeprägte Terrassenlandschaft, deren Ausbildung sich in spät- und postglazialer Zeit noch fortsetzte. Insbesondere in der frühen Forschung (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909; TROLL 1925, 1926, 1954; KNAUER 1929; EBERL 1930; SCHNETZER 1936; GRAUL 1952) herrschte die Vorstellung, dass es sich, abgesehen von einer schmalen Alluvialzone direkt am heutigen Lechlauf, bei allen Lechablagerungen um hoch- bis spätglaziale Akkumulationen handelt.

Es war TROLL (1925), der ergänzend zum Schotterfeld der Hauptniederterrasse (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909) erstmalig die „Schotterstränge“ der „Altenstädter-“, „Hohenfurcher-“ und „Peiting-Schongauer Stufe“ mit Moränen beider Gletschersysteme verknüpfte (Kap. 3.2). In seinen folgenden Veröffentlichungen (TROLL 1926, 1954, siehe Tab. 3) erweiterte er seine Terrassenstratigraphie um die „Apfeldorfer-“ und „Kinsauer Stufe“, die er ins Spätglazial stellte. Die „Altenstädter Stufe“ bezeichnete er nördlich der Endmoränen bei Hohenfurch als „Römeraustufe“.

Im Rahmen der geognostischen Aufnahme des Kartenblattes München West (Blatt 27; 1:100.000) lehnte sich KNAUER (1929, siehe Tab. 3) im Wesentlichen an die Lechterassennomenklatur von TROLL (1925, 1926, 1954, siehe Tab. 3) an. Ausnahmen sind die „Kinsauer Stufe“, die er als „Kinsau-Spöttinger Stufe“ und die „Apfeldorfer Stufe“, die er als „Epfacher Stufe“ bezeichnet. Dabei bleibt er der bis dahin angenommenen glazialen Altersstellung beider Terrassen treu, indem er erstere mit jüngeren Rückzugsschottern und letztere mit älteren Rückzugsschottern verknüpft.

EBERL (1930) setzte sich nur überblicksartig mit dem Lechtal und seinen Niederterrassen auseinander, stellte jedoch fest, dass es sich bei den flussnächsten Terrassen vermutlich um reine Erosionsterrassen des Postglazials handelt, die im weiteren Talverlauf nach Norden ineinander „verschwimmen“.

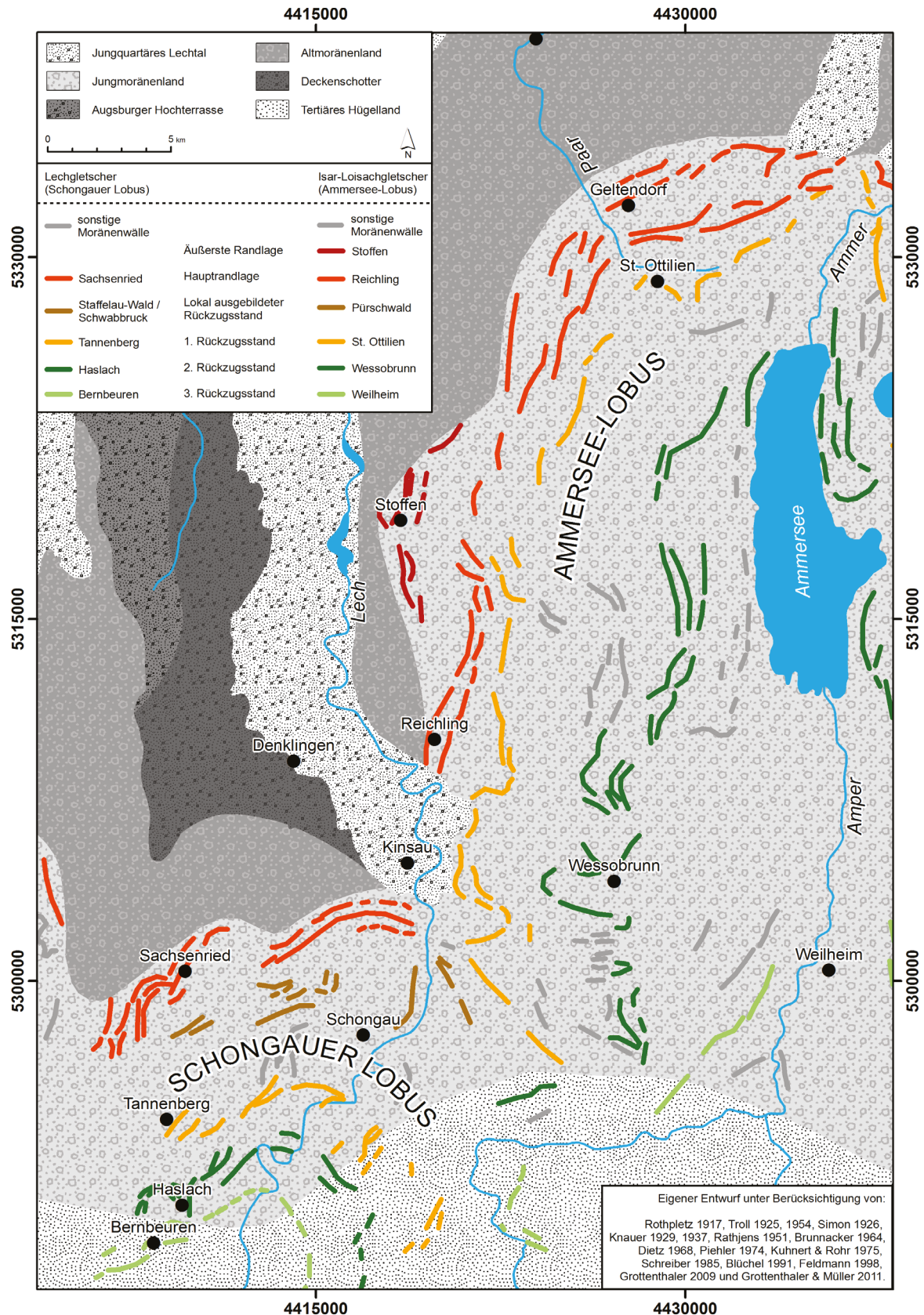


Abb. 6: Würmzeitliche Endmoränengürtel im Bereich der Schongauer Zunge des Lechgletschers und der Ammerseezunge des Isar-Loisachgletschers unter Berücksichtigung bisheriger Bearbeiter.

Auch SCHNETZER (1936) und GRAUL (1952) sehen das Lechtal bei Augsburg als weite, von zwei verschiedenen würmzeitlichen Schottern geprägte Tallandschaft, bei der lediglich die etwa 100 bis 200 m breiten Streifen beiderseits des Lechs dem Holozän angehören.

Von der Auffassung großer und dominanter Niederterrassenflächen weicht erstmals SCHAEFER (1957) im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes von Augsburg und Umgebung (1:50.000) ab. Er beschreibt im Lechtal nur eine Niederterrasse („Haunstetter Niederterrasse“), die an der Südspitze Augsburgs vom holozänen Lech ausgeräumt wurde. Abgesehen von einem weiteren schmalen Niederterrassenrest bei Gersthofen wird der weitere Lechtalverlauf ausschließlich von holozänen Terrassen gebildet. SCHAEFER (1957) definiert die holozänen Lechterrassen im Gegensatz zu EBERL (1930) als umgelagerte würmzeitliche Lechablagerungen, die entweder würmzeitliche Schotter überlagern oder bis zur Quartärbasis reichen. Die Mächtigkeiten der holozänen Schotter beziffert er mit maximal 4 bis 5 m.

Untersuchungen am Lorenzberg bei Epfach veranlassten BRUNNACKER (1959, 1964, siehe Tab.3), eine geologische Übersichtskarte und Talquerprofile für den Talraum Kinsau – Epfach zu erstellen. Die „Kinsauer-“ und „Apfeldorfer Stufe“ benennt er nun nach dem Ort Epfach als „Obere-“ und „Untere Epfachstufe“. Zudem scheidet er zwei sogenannte „Lorenzbergstufen“ und drei weitere „Talstufen“ aus. Beide, direkt unterhalb der hochglazialen Niederterrassen gelegenen „Epfachstufen“ sind bei ihm, wie schon bei TROLL (1925, 1926, 1954) und KNAUER (1929), spätglaziale Bildungen. Erst die „Lorenzbergstufen“ markieren den Übergang zum Postglazial - sind von ihm jedoch nicht eindeutig zugeordnet. Die drei jüngeren „Talstufen“ hingegen sind für BRUNNACKER (1959, 1964) zweifelsohne postglaziale Terrassen. Die mindestens spätglaziale Altersstellung der „Oberen Epfachstufe“ belegt Brunnacker (1964) mit darauf ausmündenden periglazialen Seitentälern. Die ebenfalls spätglaziale Altersstellung der „Unteren Epfachstufe“ sieht er in einem vom verwilderten Lech geschaffenen geradlinigen Verlauf der Unterschneidungskante zur „Oberen Epfachstufe“ begründet. Das einsetzende mäandrierende Verhalten des Lechs ist für BRUNNACKER (1964) der Grund für die Entstehung des Lorenzberges und führt ihn zur Schlussfolgerung, dass die „Lorenzbergstufen“ im Übergangsbereich Spätglazial - Holozän gebildet worden sein müssen. Die Mächtigkeit der Lorenzbergsschotter, die nach oben in lehmigen Feinsand übergehen, liegt am *locus typicus* zwischen 1 bis 5 m. Als Entstehungszeitraum für die nächst jüngere „Obere Talstufe“ kann BRUNNACKER (1964) aufgrund archäologischer Untersuchungen (ULBERT 1964, siehe auch Kap. 5.3) eine Bildungszeit während der römischen Kaiserzeit nachweisen.

Basierend auf den Kartierungen BRUNNACKERS (1959, 1964) führte DIEZ (1973, siehe Tab. 3) zwischen 1964 und 1965 Kartierungen im Raum Landsberg am Lech

im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme (Blatt Nr. 7931 Landsberg am Lech) durch, die er schließlich (DIEZ 1968) auf das Lechtal zwischen Schongau und Lagerlechfeld erweiterte. Als Grundlage für die zeitliche Einstufung der Lechterrassen bezog sich DIEZ (1968), neben der Höhenlage der einzelnen Terrassen im Tal, auf eventuelle Verknüpfungen der Lechschotter mit Endmoränen und den Grad der Bodenbildung. Danach konnte er 16 Lechterrassen differenzieren (Tab.3). Die Stufen 1 – 8 (Hauptniederterrasse, „Stufe von St. Ursula“, „Stufe von Altenstadt“, „Stufe von Hohenfurch“, „Stufe von Schongau-Peiting“, „Stufe von Unterigling“, „Zwischenstufe“ und „Stufe von Friedheim“) ordnete er dem Hoch- und Spätglazial zu, die Stufen 9 – 16 („Stufe von Kaufering/Bhf.“, „Stufe vom Zehnerhof“, „Obere- und Untere Epfachstufe“, „Obere- und Untere Lorenzbergstufe“, „Ältere Auenstufe“ und „Jüngere Auenstufe“) dem Postglazial. DIEZ (1968, S.104) stellte, einhergehend mit der Abnahme der Sprunghöhen der Terrassen im Talverlauf, eine Reduzierung der Gesamtterrassenzahl fest, da sich „...die älteren Stufen im Niveau der jüngeren verlieren“. Im Raum Lagerlechfeld konnte er deshalb im gesamten Lechfeld nur noch drei holozäne Terrassen unterscheiden.

Die Aussagen von DIEZ (1968) bezüglich dieser „Terrassenkreuzungen“ sind nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit nicht mehr haltbar. Zwar nähern sich die Oberflächenniveaus der einzelnen Lechterrassen in der Tat einander an und sind vereinzelt auch höhengleich, dennoch kann auf Grundlage der in Kapitel 4.1 beschriebenen Kartiermethode („Channelsystemgrenzen“) eine eindeutige Untergliederung der dort vorliegenden Lechterrassen auf Basis der Rinnensysteme an deren Oberflächen fortgeführt werden. Dies wird zudem durch entsprechende absolute Altersdatierung (Kap. 4.6, siehe auch Tab. 4 u. 5) belegt.

Anfang der 1970er Jahre (KUHNERT & OHM 1973; KUHNERT & ROHR 1975) wurden im Auftrag des damaligen geologischen Landesamtes die südlich des Untersuchungsgebietes gelegenen Kartenblätter 8330 Roßhaupten und 8230 Lechbruck bearbeitet. Die dort vorliegenden Lechterrassen konnten aufgrund ihrer extremen Fragmentierung von den Bearbeitern nicht in eine der bestehenden Terrassenstratigraphien eingebunden werden. Dennoch unterscheiden KUHNERT & OHM (1973) bis zu drei, KUHNERT & ROHR (1975) gar sechs isolierte postglaziale Lechterrassen.

Mit dem gesamten Lechtal nördlich der Endmoränen des Lechgletschers bei Schongau, bis zur Lechmündung bei Rain, setzte sich erstmals SCHREIBER (1985, siehe Tab. 3) auseinander. Den Kern seiner Arbeit stellen vor allem schotterpetrographische Untersuchungen der Lechschotter dar. Danach gelang es SCHREIBER (1985), den Einfluss des Lech- bzw. des Loisachgletschergebietes nach markanten Unterscheidungskriterien in der Geröllfazies der Lechterrassen herauszustellen. Demnach kennzeichnet die Lech-Fazies ein hoher kalkalpiner Anteil, wobei Dolomite dominieren. Der Kristallin-

gehalt ist gering. Die Loisachfazies drückt sich ebenfalls durch einen hohen kalkalpinen Anteil aus, bei einer Dominanz kalkiger Gerölle neben dolomitischen, jedoch ist der Kristallinanteil deutlich höher als bei den Lechgletscherablagerungen.

Auf Basis seiner Aufschlussbeobachtungen stellt SCHREIBER (1985) schließlich die fluviatilen Aktivierungsphasen des Lechs, denen der Donau (BECKER 1978) und des Niederrheins (BRUNNACKER 1978) gegenüber, die er weitgehend parallelisieren kann.

Bei der morphologischen Aufnahme der Lechterrassen orientiert sich SCHREIBER (1985) im Wesentlichen an den Kartierungen und damit auch an der Terrassenstratigraphie von DIEZ (1968, 1973). Dabei untergliedert SCHREIBER (1985) sein gesamtes Arbeitsgebiet in direkter Anlehnung an TROLLS (u. a. 1926, 1977) Modell der „fluvioglazialen Serie“ (vgl. Kap. 3.1) in drei Abschnitte:

1. Das von Grund- und Endmoränen gekennzeichnete Gebiet zwischen Schongau, Schwabsoien und Hohenfurch.
2. Der Talabschnitt zwischen den Endmoränen und südlich von Augsburg. Hier kommt es aufgrund der erosiven Tätigkeit des jüngeren Lechs zur Ausräumung älterer Terrassen. Einhergehend mit den bereits von DIEZ (1968, 1974) beschriebenen Terrassenkreuzungen kommt es zu einer Reduzierung der Gesamtterrassenanzahl von 16 auf letztlich fünf im Raum Augsburg.

Zu 2.: Die Reduzierung der Lechterrassenanzahl durch Terrassenkreuzungen wurde in dieser Arbeit bereits diskutiert und konnte widerlegt werden (s. o.).

3. Das Lechtal zwischen Augsburg und der Lechmündung. SCHREIBER (1985) bezeichnet diesen Abschnitt als Übergangsbereich zwischen der Terrassenlandschaft des Lechtales und der ebenen Talfläche (Schwemmfächerbereich) im Talknotenbereich Donautal – Lechtal, die morphologisch nicht weiter differenziert werden kann.

Zu 3.: Das talabwärts Wandern von Schwemmkegeln konnte bereits an der Isar (u. a. SCHELLMANN 1988; FELDMANN 1991) und am Inn (MEGIES 2006) widerlegt werden. Neueste Untersuchungen im unteren Lechtal zwischen Augsburg und Lechmündungsbereich bei Rain durch SCHIELEIN et al. (2011) beschreiben eine Terrassenlandschaft aus mindestens neun holozänen Terrassen, von denen eine im Altholozän, mindestens zwei im Mittelholozän und sechs im Jungholozän entstanden sind. Sie begleiten den Lech als eigenständige Aufschüttungen und sind damit ebenfalls keine Schwemmfächer.

Großmaßstäbige Kartierungen im Lechtal führte GROTENTHALER in den Jahren 1979-1982 durch. Sie mündeten in der geologischen Karte GK 8131 Schongau. Auf die entsprechende Erläuterung zu dem Kartenblatt (GROTENTHALER 2009, siehe Tab. 3) folgte kurze Zeit später eine ausführlichere Beschreibung der Ergebnisse der Geologie beiderseits des Lechs im Raum Schongau (GROTENTHALER & MÜLLER 2011). Sowohl die Nummerierung als auch die Namen der auf dem Kartenblatt vertretenen Terrassenstufen stützen sich, wie schon bei SCHREIBER (1985), auf die Terrassennomenklatur von DIEZ (1968, 1973). Die Hauptniederterrasse, die „Stufe von St. Ursula“, die „Stufe von Altenstadt“, die „Stufe von Hohenfurch“ und die „Stufe von Schongau-Peiting“ sind demnach würmzeitliche Bildungen, wobei letztere in das Spätwürm gestellt wird. Das Holozän repräsentieren neben den drei Auenterrassen („Jüngste Auenstufe“, „Jüngere Auenstufe“ und „Ältere Auenstufe“) die größtenteils stark fragmentierten „Lorenzbergstufen“ und die „Epfachstufen“.

Die jüngsten geologischen Aufnahmen im Lechtal stellen Kartierungen der Universität Bamberg (Lehrstuhl für Physische Geographie, Leitung Prof. Dr. GERHARD SCHELLMANN) dar. Im Rahmen verschiedener Projekte des LfU Bayern (Landesamt für Umwelt: Abteilung 10 – Geologie) wurde das gesamte Lechtal zwischen Schongau und der Lechmündung bei Rain in den Jahren 2007 bis 2011 geologisch und geomorphologisch kartiert. An den Ergebnissen für den Abschnitt Hohenfurch – Kissing orientiert sich die vorliegende Arbeit, für den Talabschnitt Augsburg – Rain zeigen sich SCHIELEIN et al. (2011) verantwortlich.

3.4 Steuerungsmechanismen der Flussterrassenbildung

Das Fundament flussmorphologischer Steuerungsprozesse in den Alpen wurde von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) gelegt. Sie stellten fest, dass während der Kaltzeiten sowohl im Glazial- als auch im Periglazialraum ausgedehnte Terrassenkörper abgelagert wurden. Da die großen Schotterfluren im Alpenvorland meist ineinander geschachtelt sind, ergab sich für sie das Bild, dass die Warmzeiten (Interglaziale) Phasen ausgeprägter Erosion sein mussten. Diesen Ansatz der klimatisch bedingten Flussterrassenbildung übertrug SOERGEL (1921) in den Mittelgebirgsraum. Dort konnte er zwar weit angelegte Periglazialterrassen nachweisen, interglaziale Terrassen jedoch nicht.

Für das Alpenvorland entwickelte TROLL (1926) das in den vorherigen Kapiteln bereits umfassend diskutierte Modell der „fluvioglazialen Serie“, das den periglazialen Raum im Gegensatz zu dem von Erosion geprägten moränennahen Raum, als Bereich schwemmfächerartiger Aufschotterung beschreibt. In den folgenden Jahrzehnten wird dieses Modell (u. a. BRUNNACKER 1959) auch als Grundlage für die Genese spätpleistozäner und holozäner Schotterkörper verwendet.

Tab. 3: Lechterrassenstratigraphien nach aktuellem Stand und bisherigen Bearbeitern.

Alter	Vorliegende Arbeit	GROTTENTHALER (2009) und GROTTENTHALER & MÜLLER (2011)	SCHREIBER (1985)	DIEZ (1968, 1973)	BRUNNACKER (1959, 1964)	KNAUER (1929)	TROLL (1925, 1926, 1954)
Neuzzeitlich	Jüngste Auenstufe	Jüngste Auenstufe (qhj3)	Jüngere Auenstufe	Jüngste Auenstufe (qhj3)	Untere Talstufe	Alluvialzone	Alluvialzone
Mittelalterlich	Jüngere Auenstufe	Jüngere Auenstufe (qhj2)	Jüngere Auenstufe	Jüngere Auenstufe (qhj2)	Mittlere Talstufe		
Römerzeitlich	Ältere Auenstufe	Ältere Auenstufe (qhj1)	Ältere Auenstufe	Ältere Auenstufe (qhj1)	Obere Talstufe (Römerzeit)		
Subboreal	Obere und Untere Seestalsstufe	---	---	---	---	---	---
	Untere Lorenzbergstufe (Atlantikum?)	Untere Lorenzbergstufe (qha4)	Untere Lorenzbergstufe (Atlantikum-Subboreal)	Untere Lorenzbergstufe Stufe von Pitzling (Holozän) (qhm2)	Untere Lorenzbergstufe (Holozän)	---	---
	Obere Lorenzbergstufe (Atlantikum?)	Obere Lorenzbergstufe (qha3)	Obere Lorenzbergstufe (Atlantikum-Subboreal)	Obere Lorenzbergstufe/ Stufe von Spötting (qhm1)	Obere Lorenzbergstufe (Holozän)	---	---
Atlantikum	Mundrachinger Stufe	---	---	---	---	---	---
Präboreal	Untere Epfachstufe	Untere Epfachstufe (qha2)	Untere Epfachstufe (Atlantikum)	Stufe von Zehnerhof/Bhf. Kaufering (qha)	---	---	---
	Obere Epfachstufe	Obere Epfachstufe (qha1)	Obere Epfachstufe (Atlantikum)	Untere Epfachstufe (Postglazial)	---	---	---
	---	---	Stufe vom Bhf. Kaufering	Obere Epfachstufe (Spätglazial)	---	---	---
Würm- Spätglazial	---	---	Stufe vom Zehnerhof	---	---	---	---
	Stufe von Friedheim/ Zwischenstufe	---	Stufe von Friedheim (Jüngere Dryas)	Stufe von Friedheim/ Zwischenstufe (W,G3)	Untere Epfachstufe	Kinsau-Spöttinger Stufe	Kinsauer Stufe
	Stufe von Unterigling	Stufe von Schongau-Petting (W,G3)	Zwischenstufe (Älteste Dryas)	---	Obere Epfachstufe	Epfacher Stufe	Apfeldorfer Stufe
Würm- Späthochglazial	---	---	Stufe von Unterigling	Stufe von Unterigling (W,G2)	---	---	---
	Stufe von Schongau-Petting	---	Stufe von Schongau- Petting	Stufe von Schongau- Petting (W,G1)	---	---	Petting-Schongauer Stufe
	Stufe von Hohenfurch	Stufe von Hohenfurch (W,G24)	Stufe von Hohenfurch	Stufe von Hohenfurch	---	---	Hohenfurcher Stufe
Würm- Hochglazial	Stufe von Altenstadt	Stufe von Altenstadt (W,G23)	Stufe von Altenstadt	Stufe von Altenstadt	Römeraufstufe (Hochglazial)	Römeraufstufe (Hochglazial)	Römeraufstufe, Altenstädter Stufe (Hochglazial)
	Stufe von St. Ursula	Stufe von St. Ursula (W,G22)	Stufe von St. Ursula	Stufe von St. Ursula	---	---	---
	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse (W,G21)	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse

Erst mit den Arbeiten von WEINIG (1972) und HOFMANN (1973), und später von SCHELLMANN (1988, 1993, 1994) und FELDMANN (1990, 1991) konnte nachgewiesen werden, dass ein talabwärts Wandern von Schwemmkegel am Beispiel der Isar nicht existiert. Vielmehr stellt SCHELLMANN (1994: S. 124) heraus: „Sowohl im endmoränen-nahen als auch in weit davon entfernten Talabschnitten größerer Flüsse wie Isar und Donau kam es annähernd zeitgleich im Laufe des Spät- und Postglazials zur Ausbildung mehrerer Akkumulationsterrassen“.

Es waren BRUNNACKER (1977) und SCHIRMER (1983, 1988), die erstmals eine klimatisch gesteuerte fluviale Aktivität auch im Spät- und Postglazial nachweisen konnten. Auf Basis von Rannendatierungen gelang es schließlich BECKER und SCHIRMER (BECKER & SCHIRMER 1977; BECKER 1982; SCHIRMER 1983, 1988), am Main, jene holozänen Aktivitätsphasen genauer einzugrenzen.

Die nahezu zeitgleiche Ausbildung klimatisch bedingter Aktivitätsphasen im Alpenvorland wurde durch SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990), später auch durch MEGIES (2006) belegt. Deren Feststellungen lassen den Schluss zu, dass eine überregionale klimatische Steuerung fluvialer Umlagerungsprozesse, zumindest in größeren Talsystemen, nur schwer von der Hand zu weisen ist.

Einen anderen Ansatz verfolgte BUCH (1988, 1989), der zwar eine klimatische Steuerung nicht vollständig ausschloss, bei der Bildung der Donauterrassen jedoch von funktional-prozessualen Ansätzen ausgeht. Als solche sieht er die sich naturgemäß verändernde Talkonfiguration des Donautals (Talweitung, Tektonik, Geologie etc.) und den Einfluss von einmündenden Nebenflüssen. SCHELLMANN (1988, 1994, 2010) kann für das Donautal, parallel zu anderen Tälern der Mittelgebirge und des Alpenvorlandes, zeitgleiche klimagesteuerte Akkumulationsphasen belegen, die er im Unterschied zu BUCH (1988, 1989) eindeutig auf klimatische Komponenten zurückführen kann, dennoch schließt er funktional-prozessuale Steuerungsmechanismen als untergeordnete Einflussphäre nicht aus.

Neben der klimatischen und räumlichen Komponente (Talweitung, Tektonik, Geologie etc.) spielt auch die Umgestaltung und Beeinflussung von Flusslandschaften durch den Menschen, die seit der Römerzeit belegt (u. a. MÄCKEL 1993) ist, eine wesentliche Rolle. Abgesehen von großflächigen Rodungen, stellen groß angelegte Flusskorrekturen und Verbauungen seit der Mitte des 19. Jahrhunderts den Höhepunkt der anthropogenen Einflussnahme (MÜLLER 1991) dar, in deren Folge nicht selten jeglicher natürlicher Abflussgang unterbunden wurde. Verschiedene Veröffentlichungen (u. a. SCHIRMER 1983, 1995; SCHELLMANN 1988, 1990, 1993; SCHELLMANN & SCHIRMER 1994; FELDMANN 1990; VANDENBERGHE et al. 1994) konnten aufzeigen, dass bereits kleinere Eingriffe in den fluvialen Haushalt neben der Veränderung der Hochflutdynamik auch eine Verstärkung von Erosions- und Akkumulationsprozessen zur Folge haben.

Zusammenfassend können als wesentliche Steuerungsfaktoren fluvialer Dynamik, neben lokaltypischen Kriterien, die Parameter **Klima**, **Relief** und **anthropogene Einflüsse** genannt werden. In der Forschung wurde vielfach belegt (s. o.), dass die Flussdynamik der jungquartären Flusssysteme Mitteleuropas sowohl von groß angelegten klimatischen Schwankungen (Glazial *versus* Interglazial) im Pleistozän als auch von kleineren Klimaschwankungen im Holozän beeinflusst bzw. gesteuert wurde. Dementsprechend stellen insbesondere klimatische Impulse initiale Mechanismen für fluviale Veränderungen dar. Nichtsdestotrotz bleibt zu berücksichtigen, dass lokale

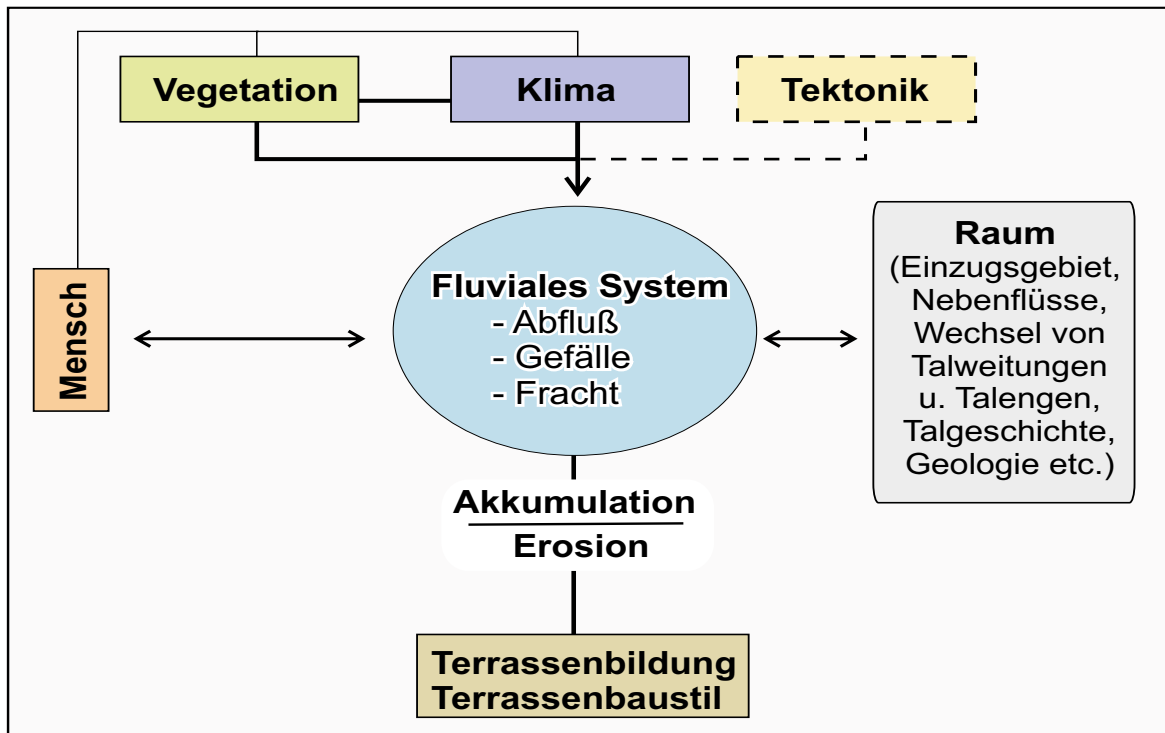


Abb. 7: Kenngrößen fluvialer Steuerung (verändert nach SCHELLMANN 1994).

(Talkonfiguration, Nebenflüsse etc.) und anthropogene (Flusskorrekturen, Stauwehre, Deichbau, Rodung etc.) Einflüsse ebenfalls Kenngrößen bilden, die wechselseitig das fluviale System (Gefälle, Abfluss, Fracht) beeinflussen (Abb. 7). Daraus resultierende Phasen ausgeprägter Erosion bzw. Akkumulation lassen sich aufgrund der meist zu geringen Dichte an Altersdaten aus Terrassenkörpern nur schwer exakt bestimmen. Dementsprechend spricht SCHELLMANN (1994) insbesondere in Bezug auf holozäne Flussterrassen von sogenannten Umlagerungsperioden, die durchaus aus mehreren fluvialen Aktivitätsphasen bestehen können.

4. Arbeitsmethoden

Den Kern der Untersuchungen stellt eine großmaßstäbige morphologische und geologische Kartierung (Kap. 4.1) des bearbeiteten Talabschnittes dar. Dabei erfuhr die klassische morphologische Geländeaufnahme eine Ergänzung durch digitale Geländemodelle. In Kooperation mit dem LfU Bayern konnte erstmals auf Datensätze von hochauflösenden (1 m Raster) Airborne Laserscanning-Systemen (A-LiDAR) zurückgegriffen werden. Die genutzten Scannersysteme bieten aufgrund ihrer hohen Auflösung die Möglichkeit, die ausgedehnten ehemaligen Gerinnesysteme des Lechs exakt aufzunehmen und in einen kausalen, terrassentypischen Kontext zu stellen (Kap. 4.3). Hinzu kommt, dass sowohl bewaldete als auch schwer zugängliche Gebiete durch LiDAR-Daten in die bestehenden Geländekartierungen problemlos eingebunden werden konnten.

Bei der Aufnahme der Aufschlüsse (Kap. 4.1) stand vor allem die sedimentologische und fazielle Untersuchung der Lechschotter im Vordergrund. Obwohl das morphologische Erscheinungsbild des Lechs als kaltzeitlich verwilderter Fluss (*braided river*) und warmzeitlich verzweigter Fluss (*anabranching river*) nur geringfügig variierte, konnten die meist gestapelten Sedimentationskörper hinsichtlich arttypischer Unterscheidungsmerkmale eindeutig differenziert werden.

Großflächige bodenkundliche Aufnahmen wurden im Lechtal bereits von DIEZ (1968) und WILKE (1975) durchgeführt. Diese wurden für die vorliegende Untersuchung mittels Handbohrungen an wichtigen Lokalisationen ergänzt. Informationen über Deckschichten- und Quartärmächtigkeiten im Lechtal konnten aus zahlreichen Bohr- und Aufschlussunterlagen gewonnen werden. Die daraus erstellte Bohrdatenbank (Kap. 4.5) wurde um Aufschlussinformationen aus der Veröffentlichung von SCHREIBER (1985) erweitert.

Neben der relativen Altersbeschreibung der Terrassen auf Basis des geologischen Baus, der räumlichen Lage und pedologischer Merkmale, wurden auch absolute Altersdatierungen berücksichtigt. So konnte, abgesehen von Datenbanken bezüglich historischer Baudenkmäler und archäologischer Funde, auch auf historische Kartenwerke zurückgegriffen werden (Kap. 4.4). Sandlinsen wurden bei Bedarf OSL beprobt, AMS ^{14}C -Altersdatierungen wurden an Schneckenschalen und Holzhäckseln aus den Schotterkörpern durchgeführt (Kap. 4.6).

Alle durch die Geländearbeiten gewonnenen Ergebnisse wurden simultan in ein umfassendes digitales Kartierprojekt auf Basis des Geographischen Informationssystems ArcGIS (ESRI) eingebunden (Kap. 4.2).

4.1 Morphologisch-geologische Geländeaufnahme und Aufschlussaufnahme

Die traditionelle morphologische Kartierung von Flussterrassen basiert auf der Tatsache, dass sich die einzelnen Terrassenniveaus aufgrund verschiedener Höhenlagen voneinander unterscheiden lassen. Eine notwendige Erweiterung dieser Methode stellt die Abgrenzung lateral aufgebauter Terrassen (*L-Terrassen*) von SCHIRMER (1983) dar. Diese werden, im Gegensatz zu den durch „Terrassenstufen“ getrennten Terrassentreppen, als „Reihenterrassen“ (SCHIRMER 1983) bezeichnet. Aufgrund der sukzessiven Verlagerung von Flussmäandern ergibt sich nach SCHIRMER (1983) eine im Talquerschnitt typische Oberflächengliederung von lateral wachsenden Terrassen: vom Uferwall bis hin zur Nahtrinne fällt die Terrassenfläche ab; die Nahtrinne selbst bildet den tiefsten Punkt der Terrassenfläche. Infolgedessen bildet sich zur nächst älteren Terrasse, trotz gleicher Durchschnittshöhe der Terrassenoberflächen, eine Terrassenkante aus. Die Terrassenfläche selbst ist von zahlreichen Aurinnen durchzogen, die allesamt in der äußersten Aurinne, der Nahtrinne, aufgehen (Abb. 8). Als „morphologische Diskordanz“ bezeichnet SCHIRMER (1983) die Tatsache, dass die Aurinnenscharen verschieden alter Terrassen meist nicht gleichgerichtet sind und daher im Bereich der Terrassengrenzen diskordant aufeinanderstoßen.

Die „Reihenterrassenkartierung“ wurde von SCHIRMER (1980, 1983) im Main-Regnitzgebiet entwickelt. Dementsprechend geht er von einem im Holozän mäandrierenden Fluss aus. Da das morphologische Erscheinungsbild des postglazialen Lech das eines verzweigten Flusses ist, musste die „Reihenterrassenkartiermethode“ teilweise modifiziert werden.

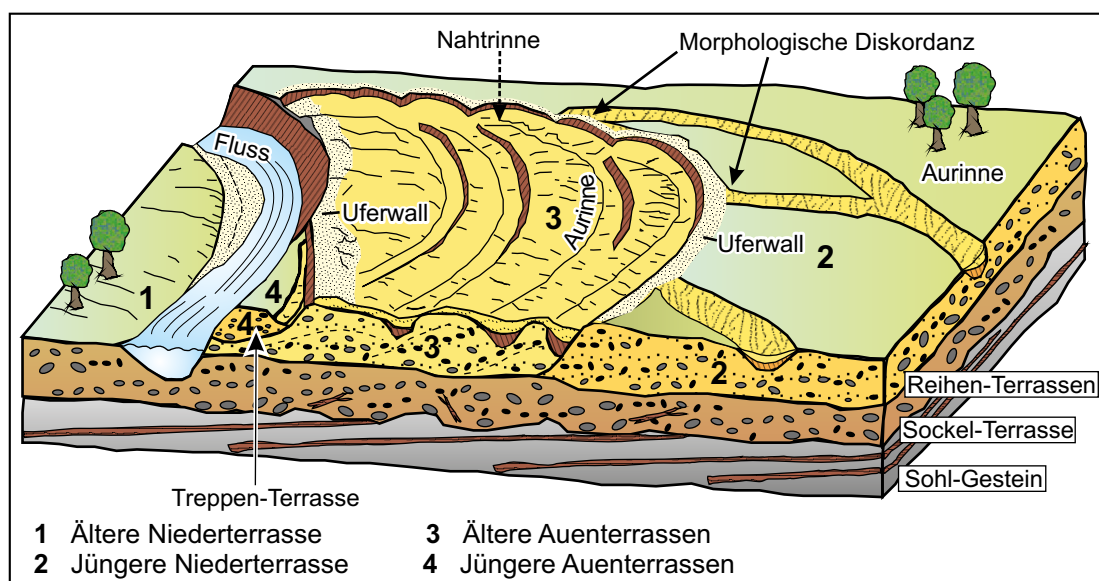


Abb. 8: Blockbild einer typischen Reihenterrassenlandschaft nach SCHIRMER (1980, wenig verändert).

Grundlage bildet eine ausgedehnte morphologische Aufnahme aller erfassbaren Rinnensysteme, die mit Hilfe von digitalen Hangschattierungsmodellen (Kap. 4.3) vervollständigt wurden. Da alle Rinnensysteme (*Channels*) eines verzweigten Flusses annähernd parallel zum Hauptstromstrich verlaufen, repräsentieren deren äußerste Rinnen gleichermaßen die Außengrenze des genutzten Flussbettareals (Abb. 60). Im untersuchten Lechtalabschnitt konnte eine solche langgestreckte Ausrichtung der *Channels* auf allen holozänen, vereinzelt auch würmzeitlichen Terrassen beobachtet werden (Kap. 6.1). Dies gilt sowohl für die südlichen Areale (Abb. 59), in denen die einzelnen Terrassenoberflächen durch deutliche Stufen voneinander abgetrennt werden, als auch für die annähernd höhengleichen Bereiche nördlich von Kaufering (Abb. 60). Damit sind, in Anlehnung an SCHIRMER (1983), gleichgerichtete Rinnenscharen aufgrund einer „morphologischen Diskordanz“ auch an verzweigten Gerinnen differenzierbar. Es kann im Falle eines verzweigten Flusses von sogenannten „Channelsystemgrenzen“ gesprochen werden.

Primäres Ziel der Kartierarbeiten war die morphologische Erfassung (s. o.) von Lechtterrassen verschiedenen Alters. Dabei wurden neben den Terrassengrenzen und den Channelsystemen alle ins Lechtal mündende Seitentäler genauso berücksichtigt wie Schwemmkegel an den Talflanken und Trockentalbildungen auf den glazialen Terrassen. Geologische und bodenkundliche Komponenten, wie Tal- und Rinnenfüllungen, Löss- und Flugsandareale, wurden ebenfalls erfasst, standen aber nicht im Hauptfokus der Untersuchungen.

Als Kartiergrundlage dienten vorwiegend analoge Auszüge aus dem Topographischen Kartenwerk Deutschlands im Maßstab 1:25.000 (Gradabteilungsblätter: 7731 Mering, 7830 Schwabmünchen, 7831 Egling an der Paar, 7930 Buchloe, 7931 Landsberg am Lech, 8030 Waal, 8031 Denklingen, 8131 Schongau). Um eine exakte Kartierung zu gewährleisten, wurden vergrößerte Teilblätter im Kartiermaßstab 1:10.000 erstellt. Bereichsweise wurde ein digitales Kartierbrett (*tablet*) mit integriertem GPS-Empfänger (GETAC) verwendet. Da bei der Nutzung von satellitengestützten Positionierungssystemen idealerweise eine direkte Sichtverbindung zu den signalaussendenden Satelliten bestehen sollte, beschränkte sich die Nutzung des digitalen Kartierbretts auf nicht bebaute und nicht bewaldete Areale. Während die analog gewonnenen Daten nachträglich in das parallel betriebene GIS-System integriert werden mussten, konnten die Vektordaten des *tablets* im Datenformat eines Shapefiles exportiert und damit direkt in die GIS-Datenbank importiert werden.

Neben der räumlichen Geländeaufnahme wurden zahlreiche Handbohrungen durchgeführt. Dabei diente die Nutzung des Pürckhauer-Bohrstocks vorwiegend der Bestimmung der Mächtigkeiten und der Art der Deckschichten. Die durch Ackerpflug meist stark anthropogen überprägten Böden des Untersuchungsgebietes

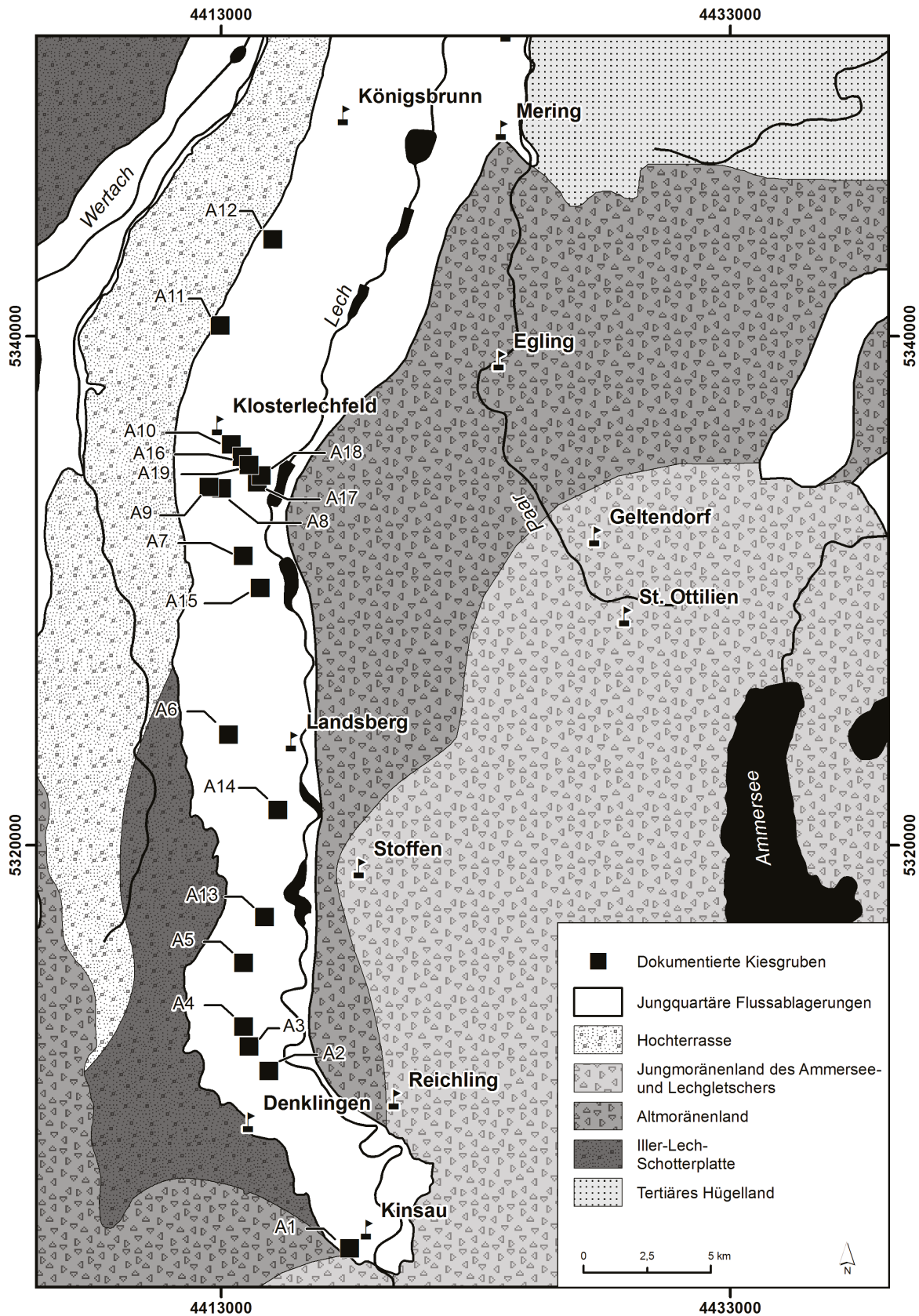


Abb. 9: Die räumliche Verteilung aller dokumentierten Aufschlüsse.

wurden bereits von BRUNNACKER (1964), DIEZ (1968) und WILKE (1975) umfassend bearbeitet und fanden Eingang in detailgenaue Bodenkarten (L 8130 Schongau, L 7930 Landsberg am Lech, L 7730 Augsburg) des LfU Bayern. Der Entwicklungsgrad und die Entwicklungstiefe der Böden definiert das Alter derselben. Sie sind somit auch ein Gradmesser für die Altersstellung der liegenden Terrassenschotter. Ergänzende Bohrungen wurden stichprobenartig, möglichst unter Wald, durchgeführt.

Im Rahmen der Geländearbeiten wurde eine große Zahl von Aufschlusswänden in Kiesgruben und Baugruben aufgenommen (Abb. 9). Bei fast allen Aufschlüssen wurden die nur wenigen Dezimeter mächtigen Deckschichten großflächig abgeschoben. Die sich meist über große Areale erstreckenden Kiesgruben werden, bis auf wenige Ausnahmen im nördlichen Untersuchungsgebiet, im Trockenbau betrieben. Dies ermöglichte weit angelegte Aufnahmen des Sedimentationsbildes des jungpleistozänen und holozänen Lechs. Da die größten Gesamtschottermächtigkeiten im Lechtal typischerweise die würmzeitlichen Niederterrassen aufweisen, fokussiert sich, dem größeren ökonomischen Nutzen angepasst, der Kiesabbau auf diese Flächen. Dementsprechend liegt hier die größte Informationsdichte vor.

4.2 Die Datenstruktur des Geographischen Informationssystems (GIS) im Rahmen der Lechkartierung

Unabhängig von den Geländeaufnahmen im Lechtal wurde das Ziel verfolgt, die gewonnenen Informationen in einer Geodatenbank zu speichern, die gleichzeitig den räumlichen Bezug zu den Daten herstellt und neben der graphischen Darstellung auch eine simultane Abfrage aller Informationen ermöglicht. Dabei wurde auf das geographische Informationssystem ArcGIS von ESRI zurückgegriffen.

Die Architektur des erstellten GIS-Projektes wird im Wesentlichen aus sieben Säulen (vgl. Abb. 10) gebildet:

- Projektdaten/Map Documents
- Rasterdaten
- Vektordaten
- Aufschluss-/Fotodokumentation
- Bohrungsverzeichnis
- Profile
- Layouts

Kern der Datenbank bildet der Ordner **Projektdaten**. Über die darin enthaltenen „map documents“ wird der jeweilige Bearbeitungsstand im ArcGIS Projekt dokumentiert. Im Ordner **Rasterdaten** sind alle pixelbasierenden Daten integriert. Dazu

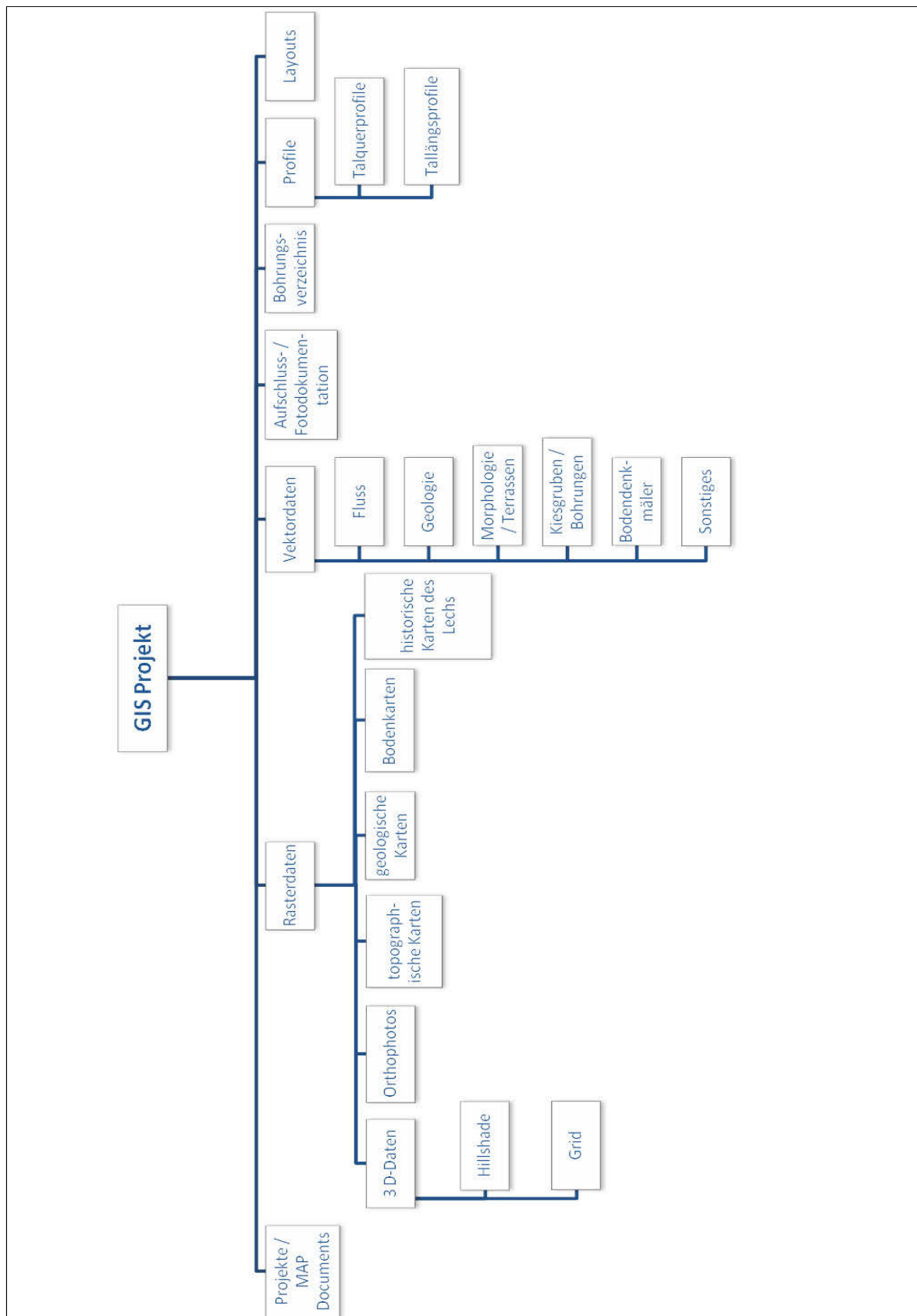


Abb. 10: Datenstruktur des GIS-Projektes im Überblick.

gehören größtenteils eingescannte Kartenwerke. Ergänzt werden die Datensätze durch digitale Orthophotos (2006), den Rohdaten des Laserscannings (Kap. 4.3) und den daraus erstellten Gelände- und Hangschattierungsmodellen. Alle im Gelände aufgenommenen und aus Rasterkarten übernommenen Informationen wurden in Form von **Vektordaten** gespeichert. Aufgrund der großen Flexibilität beim Datenaustausch wurde als Dateiformat das Shapefile verwendet. Die **Aufschlussdokumentation** umfasst Schichtenverzeichnisse in tabellarischer Form. Im **Bohrungsverzeichnis** sind alle von verschiedenen Behörden zur Verfügung gestellten Bohrberichte gespeichert. Sie bilden zusammen mit den dokumentierten Handbohrungen eine umfassende Datenbank im Excelformat. Im Ordner **Profile** sind sowohl alle für das Lechtal erstellten Talquerprofile (Abb. 64, 66, 67, 68 u. 69) als auch ein sich über das gesamte Arbeitsgebiet erstreckendes Tallängsprofil (Abb. 14 u. 15) enthalten. Die Talquerprofile zeigen unter Einbeziehung von Bohrinformationen und Aufschlussaufnahmen die geologische und morphologische Lagerung der Lechterrassen. Für die Erstellung diverser geologischer und geomorphologischer Beispiels- und Übersichtskarten wurden **Layouts** als Grafikdateien (.tif und .jpeg) exportiert.

4.3 Aufbereitung und Auswertung der LiDAR-Daten zur morphologischen Geländeaufnahme

Sowohl bei der Vor- als auch bei der Nachbereitung der geomorphologischen Geländeaufnahme wurde auf digitale Geländemodelle und Hangschattierungsmodelle von Airborne Laserscanning-Systemen (ALSS) zurückgegriffen. Bei Airborne Laserscanning-Systemen handelt es sich um ein flugzeuggestütztes Verfahren zur topographischen Geländeaufnahme. Die auch als LiDAR (**L**ight **D**etection and **R**anging) bezeichnete (Entfernungs-)Messmethode ermöglicht eine berührungslose Erfassung der Geländeoberfläche mit hoher Präzision (u. a. WEHR & LOHR 1999; HÖFLE & RUTZINGER 2011). Der dabei ausgesendete Laserstrahl (bis zu 200.000 Pulse pro Sekunde) kann auf dem Weg zur Erdoberfläche von verschiedenen Objekten mehrfach reflektiert werden. Die Unterscheidung dieser Mehrfachreflexionen ermöglicht die Erfassung der tatsächlichen Oberfläche (Erste Reflexion/*First-pulse*) oder der Bodenoberfläche (Letzte Reflexion/*Last-pulse*) (WEHR & LOHR 1999). Nach einer Verifizierung der gemessenen Höhenpunkte und der anschließenden Eliminierung fehlerhafter Punkte (Vegetation etc.) können die *last-pulse* Punkte für die Generierung Digitaler Geländemodelle (DGM) verwendet werden (KOST et al. 1996).

Für das Untersuchungsgebiet standen Laserscanningdaten mit einer Gitterweite von 1 m zur Verfügung. Die Höhengenaugigkeit ist besser als $\pm 0,2$ m, die Lagegenauigkeit beträgt etwa $\pm 0,5$ m. Die Erstellung des digitalen Geländemodells (DGM) aus den Rohdaten erfolgte mit Hilfe der Applikation 3D-Analyst von ArcGIS. Auf Basis des DGM wurde wiederum ein *hillshade* (Hangschattierungs- bzw. Schummerungsmodell)

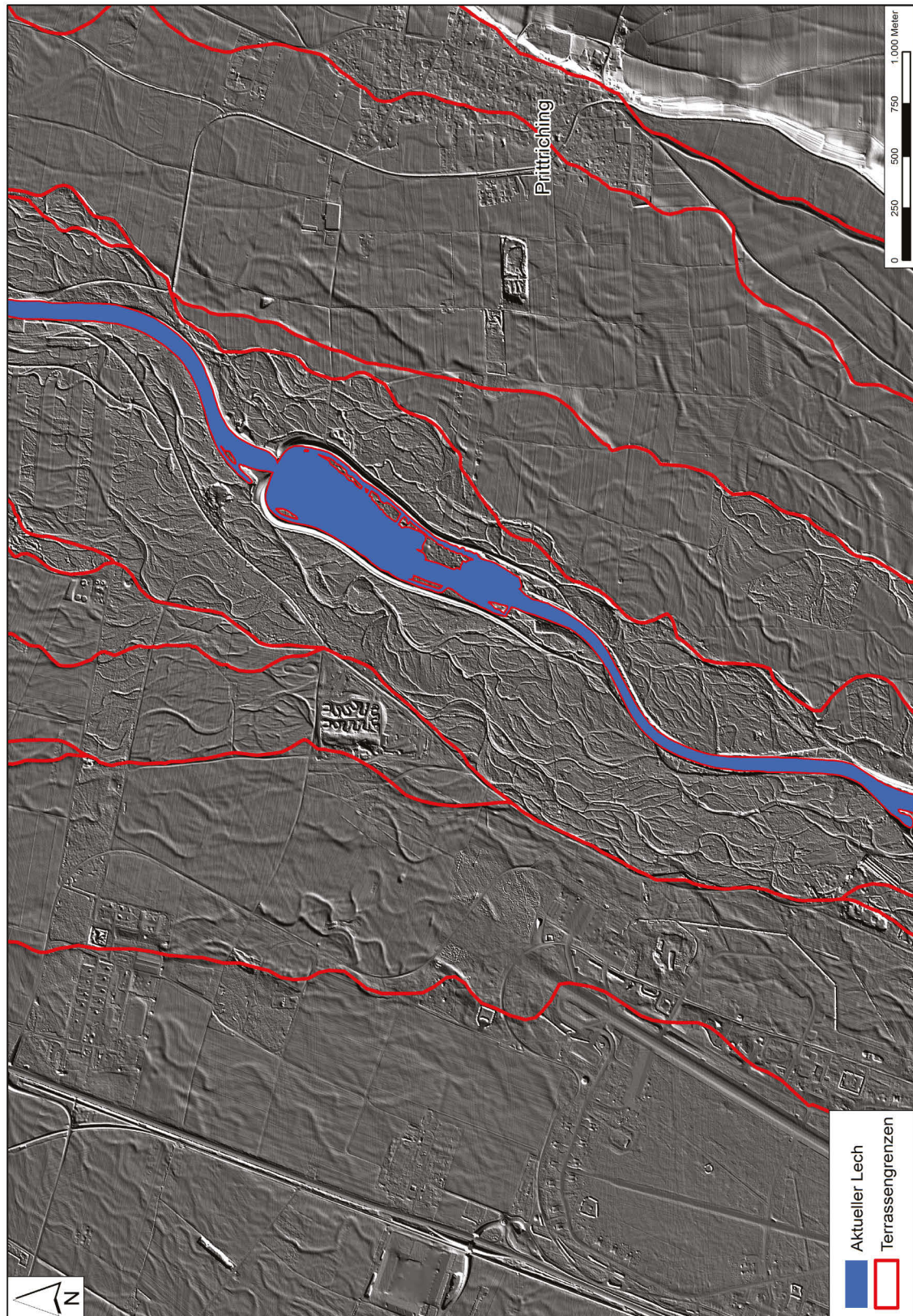


Abb. 11: Hillshademodell auf Basis des digitalen Geländemodells (DGM).

erstellt, welches durch Erzeugung einer Schattenwirkung durch Schrägbeleuchtung Geländeformen anschaulich darstellt. Durch Modifikation des Einstrahlwinkels konnten sowohl die Terrassenkanten als auch die Flussrinnensysteme auf den Oberflächen der Lechterrassen plastisch dargestellt und nachvollzogen werden (Abb. 11).

4.4 Auswertung historischer Kartenwerke und Bodendenkmäler

Der Lech wurde im Laufe des letzten Jahrhunderts nahezu vollkommen begradigt und durch Staustufen seines natürlichen Abflussverhaltens beraubt (Kap 2.3). Verschiedene historische Kartenwerke geben maßstabsgetreu ehemalige Lechläufe wieder und ermöglichen eine Rekonstruktion des ursprünglichen morphologischen Erscheinungsbildes des Lechs. Sie geben damit nützliche Hinweise zur Altersstellung der jüngsten Taleinheiten.

Das aufgrund seines großen Maßstabes erste ganzheitlich verwertbare Kartenwerk stellen die Uraufnahmen der Bayerischen Katasteraufnahmen und deren Renovationsmessungen dar. Alle Messtischblätter wurden in den Jahren 1808 bis 1853 im Maßstab 1:5.000 aufgenommen, für Ortschaften im Maßstab 1:2.500. Den Kartenblättern liegt

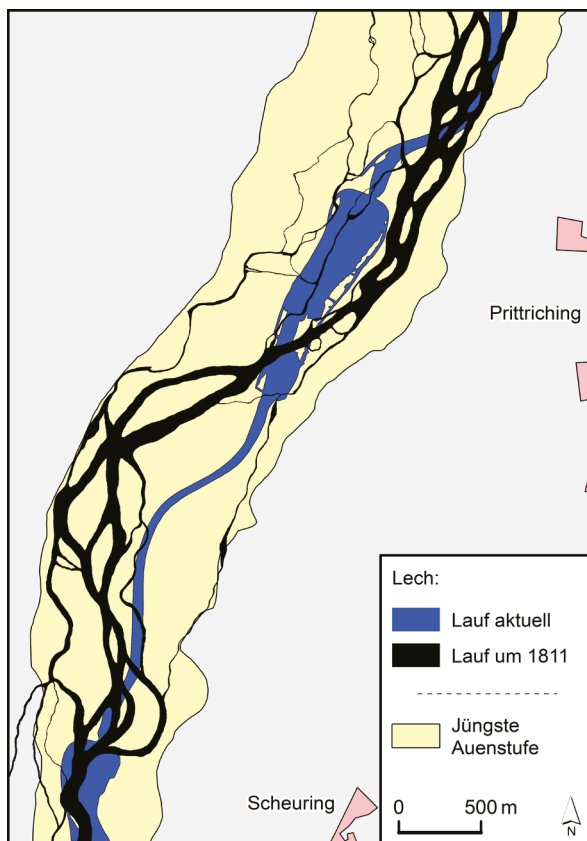


Abb. 12: Natürlicher, verzweigter Lechverlauf aus einer Uraufnahme (1811).

das Soldnersche Koordinatensystem zugrunde. Für das untersuchte Lechtal stammen die Urkatasterkarten aus den Jahren 1808-1819. Die nur für Oberbayern durchgeführten Renovationsmessungen aus dem Jahr 1846 tangieren weite Bereiche des Lechtals, lediglich die nördlichsten Areale wurden nicht mehr erfasst. Das kurze Zeitintervall zwischen beiden Zeitschnitten ermöglicht dennoch eine Gegenüberstellung zweier großmaßstäbiger, anthropogen weitestgehend ungestörter, Lechverläufe (Abb. 12) und damit eine Rekonstruktion von Lechverlagerungen im 19. Jahrhundert.

Die Kartenblätter des „Topographischen Atlas vom Königreich Bayern“ im Maßstab 1:50.000 stammen aus den Jahren 1812 bis 1864, für das Lechtal aus dem Jahr 1819. Da bei der geodätischen

Aufnahme der topographischen Karten ab 1817 der Vorteil der gleichzeitig laufenden Steuervermessung genutzt wurde, sind die darin enthaltenen Lechläufe zum einen mit

denen der Uraufnahmen identisch und zum anderen aufgrund des kleineren Maßstabes für eine Rekonstruktion des damaligen Lechs ungeeignet. Die gleiche Problematik trifft auch auf Einzelkarten der „Karten des Deutschen Reiches“ zu. Sie sind im Maßstab 1:100.000 dargestellt und damit für eine gewinnbringende Rekonstruktion ebenfalls nicht geeignet.

Die Erfassung und Überprüfung aller im Untersuchungsgebiet bekannten vor- und frühgeschichtlichen Fundstellen ermöglichte es, Aussagen über das stratigraphische Mindestalter der Lechterrassen zu treffen. Dabei konnte auf sogenannte Baudenkmalinformationen zurückgegriffen werden, die vom Bayerischen Landesamt für Denkmalpflege (München) zur Verfügung gestellt wurden. Von den Dienststellen Ingolstadt (Oberbayern) und Thierhaupten (Schwaben) wurden für das Untersuchungsgebiet zugeschnittene geodatenbasierte Vektordatensätze erstellt, die umfassende Informationen zu obertägigen und untertägigen Fundstellen beinhalten. Im Detail umfassen die Datenbanken neben ehemaliger Siedlungen, Bauten, Verteidigungsanlagen, Kultstätten, Grabhügel/Grabstätten, Straßen/Wege auch Einzelfunde und Luftbildbefunde.

Bezüglich des stratigraphischen Nutzens der Bodendenkmäler muss unterschieden werden:

- alle auf der Terrassenfläche angesiedelten Bauwerke geben lediglich eine Aussage über das stratigraphische Mindestalter des unterlagernden Terrassenkörpers wieder.
- Einzelfunde, wie Schwerter, Münzen oder Broschen können der jeweiligen Akkumulations- bzw. Umlagerungsperiode des Lechs entsprechen. Sie können aber auch durch nachträgliche Umlagerungsperioden ein höheres Alter der entsprechenden Flussterrasse vortäuschen.

4.5 Auswertung der Schichtenverzeichnisse von Bohrungen

Eine Ergänzung der Aufschlussaufnahmen stellten Schichtenverzeichnisse von Bohrungen dar, die dankenswerterweise von einer Vielzahl von Behörden und privaten Ingenieurbüros zur Verfügung gestellt wurden. Dabei ist anzumerken, dass das zusammengeführte Bohrraster lediglich im nördlichen Lechtal ein engmaschiges Netz bildet. Für das südliche Lechtal liegen nur relativ wenige Bohrinformationen vor.

Den Kern aller Bohrberichte bilden die aus dem BIS (Bodeninformationssystem) des LfU Bayern (Abteilung Geologie) zur Verfügung gestellten Schichtenverzeichnisse. Da sich diese Datenbank noch im Aufbau befindet, wurde sie durch Informationen aus der analogen Bohrrdatenbank der Behörde ergänzt. Weitere Aufstockungen erfuhr die Datenbank durch Schichtenverzeichnisse des „Informationssystems Wasserwirtschaft“ (INFO-Was) der Wasserwirtschaftsämter Weilheim und Donauwörth,

der Straßenbauämter Weilheim und Augsburg, der Autobahndirektion Bayern Süd (München), EON Bayern und dem Ingenieurbüro HydroConsult GmbH (Augsburg). Ergänzend wurden die Ergebnisse von Schusspunktbohrungen bei der Erdölsuche bereitgestellt.

Schwerpunkte der Bohrauswertung lagen in der Bestimmung der quartären Schotteroberkante und der Quartärbasis. Die **quartäre Schotteroberkante** informiert über die Höhenlage des fluviatilen Aufschüttungsniveaus. Das Gesamtniveau kann sich aus verschiedenen Aufschüttungskörpern zusammensetzen, die in einer fluviatilen Stapelung vorliegen, im Bohrkern jedoch nicht unterschieden werden können. Die Differenz zwischen Ansatzhöhe der Bohrung und der quartären Schotteroberkante lässt gleichzeitig einen Rückschluss auf die Mächtigkeit der Deckschichten zu. Dabei besitzen nahezu alle jungpleistozänen Lechterrassen meist nur wenige Dezimeter mächtige Flussmergelaufagen als Folge von Hochflutereignissen. Insbesondere auf den älteren Niederterrassen (HNT, Stufe von Altenstadt) wurden äolische Komponenten, meist in Form von Flugsanden dokumentiert. Kolluviale Umlagerungsprozesse können durch Bohrungen nicht bestätigt werden, wenngleich Aufschlüsse einzelner Rinnenfüllungen dies belegen.

Die **Quartärbasis** repräsentiert gleichzeitig die Basis aller fluviatilen Sedimente im Lechtal. Aus der Subtraktion der Schotteroberkante von der Quartärbasis ergibt sich die Gesamtmächtigkeit der vorwiegend grobklastischen Flusssedimente. Die Quartärbasis selbst wird durch einen meist abrupten Wechsel von grauem, grobklastischem Lechkies zu schluffig-tonigen, blaugrünen Sedimenten der im gesamten Untersuchungsgebiet unterlagernden Oberen Süßwassermolasse (OSM) angezeigt.

4.6 Numerische Altersdatierungen

Im Rahmen der Lechkartierung wurden Proben für absolute Altersdatierungen genommen. Die Wahl der Datiermethode (OSL oder AMS ^{14}C , vgl. Tab. 4 u. 5) orientierte sich an der Fundsituation und den damit verbundenen Datiermöglichkeiten. Da aus den hochglazialen Kiesen der Lechniederterrassen nicht genügend organische Substanz für ^{14}C -Datierungen geborgen werden konnte, musste dort, wie auch bei glazialen Sockelschottern im Falle einer Terrassenstapelung, auf OSL-Proben aus Sandlinsen im Schotterkörper zurückgegriffen werden. Alle OSL-Messungen wurden sowohl an Feldspäten als auch an Quarzen durchgeführt, wobei stratigraphisch inkonsistente Alter nicht berücksichtigt wurden. Die OSL-Datierungen wurden am Institut für Angewandte Geologie der Universität für Bodenkultur in Wien von Dr. J. LOMAX und Dipl. Geogr. P. SCHIELEIN vorgenommen.

Aus spätglazialen- und holozänen Aufschüttungskörpern wurden, meist in Lehm-/Mergelschollen eingeschlossen, Schneckenschalen und Holzhäcksel entnommen. We-

gen des hohen Kalkgehaltes der Lechkiese waren letztere meist so stark zersetzt, dass wegen des geringen Kohlenstoffgehaltes massenspektrometrische ^{14}C -Datierungen durchgeführt wurden. Bei den Funden aus Mergel- bzw. Lehmschollen ist zu berücksichtigen, dass es sich dabei um umgelagertes Material handelt. Die daraus gewonnenen Alter beschreiben somit das maximale Alter der umgebenden fluvialen Sedimente. Weiterhin muss beachtet werden, dass Schneckenschalen einem möglichen Hartwassereffekt unterliegen können und deren Alter damit überschätzt werden. Funde von Schneckenschalen (Tab. 4, LeWe07: 11.760 ± 50 ^{14}C BP) und Holzhäcksel (Tab. 4, LeWe06: 11.190 ± 50 ^{14}C BP) in der Kiesgrube A12 Oberrottmarshausen S im Bereich der „Stufe von Unterigling“ legen nahe, dass der Fehler mehrere hundert Jahre beträgt.

Alle ^{14}C -Datierungen wurden von der Firma Beta Analytic in Miami durchgeführt. Die ermittelten Alter werden in der vorliegenden Arbeit in konventionellen (nicht kalibrierten) ^{14}C Jahren vor 1950 (a BP) angegeben.

Bei der direkten Gegenüberstellung von OSL- und ^{14}C -Altern (Kap. 5.1.7.2, „Stufe von Unterigling“, Aufschlüsse A7 Kling und A12 Oberrottmarshausen S) muss jedoch berücksichtigt werden, dass es sich bei den verwendeten OSL-Altern (ka) um Kalenderjahre vor heute handelt. In der bereitgestellten Altersübersicht (Tab. 4) wurden deshalb auch die nach INTCAL09 bei 2 Sigma-Standardfehler kalibrierten ^{14}C Jahre (vor 1950) vermerkt.

Tab. 4: Alle in der Arbeit genannten (AMS)¹⁴C-Alter im Überblick.

Name	Terrassenstufe	Koordinaten		Tiefenlage u. GOK* [m]	Probenmaterial	Konventionelles Alter [a BP]	Kalibriertes Alter [a cal BP]
		RW	HW				
Lech08/1	Mundrachinger Stufe	4414110	5334933	3	Schneckenschale	5.900 ± 40	6.638 – 6.798 (98%)
Lech08/2	Untere Epfachstufe	4414538	5330101	1,75	Schneckenschale	9.950 ± 50	11.242 – 11.509 (83%)
Lech08/4	Mundrachinger Stufe	4414430	5334243	3	Schneckenschale	5.720 ± 40	6.432 – 6.573 (80%)
DP7831/13b	Mundrachinger Stufe	4414200	5334500	3	Holzhacksel**	5.855 ± 205	6.279 – 7.175 (99%)
LeWe01	Zwischenstufe und Stufe von Friedheim	4415170	5320975	1,5	Schneckenschale	10.120 ± 60	11.590 – 11.988 (83%)
LeWe02	Stufe von Unterigling (LS)	4414627	5343944	4,8	Schneckenschale	> 43.500	---
LeWe06	Stufe von Unterigling	4415102	5343773	3,5	Holzhacksel	11.190 ± 50	12.893 – 13.252 (100%)
LeWe07	Stufe von Unterigling	4415102	5343773	3,5	Schneckenschale	11.760 ± 50	13.436 – 13.763 (100%)
LeWe08	Stufe von Unterigling (LS)	4414794	5343774	5,7	Schneckenschale	> 43.500	---
LeWe09	Zwischenstufe und Stufe von Friedheim	4414707	5317171	1,3	Schneckenschale	9.520 ± 50	10.659 – 10.900 (57%)
LeWe10	Zwischenstufe und Stufe von Friedheim	4414707	5317171	1,3	Schneckenschale	10.000 ± 50	11.267 – 11.655 (94%)
LeWe11	Stufe von Unterigling	4413896	5331346	3,5	Schneckenschale	12.610 ± 50	14.512 – 15.208 (99%)
LeWe11/1	Untere Epfachstufe	4413485	5335390	1,5	Schneckenschale	9.890 ± 50	11.203 – 11.407 (96%)
LeWe12	Stufe von Unterigling	4413896	5331346	3,5	Schneckenschale	12.590 ± 50	14.487 – 15.189 (98%)

* = unter Geländeoberkante

** = Probe von DR. GERHARD DOPPLER (LfU)
 Altersschätzung von NIEDERSÄCHSISCHES
 LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG

(LS) = Liegendsschotter

Tab. 5: Alle in der Arbeit genannten OSL-Alter (stratigraphisch inkonsistente Alter sind ausgegraut).

Name	Terrassenstufe	Koordinaten		Korngröße [μm]	Tiefenlage u. GOK* [m]	K [%]	Th [ppm]	U [ppm]	W [%]	D [Gy ka ⁻¹]	DE [Gy]	Alter [ka]	D [Gy ka ⁻¹]	DE [Gy]	Alter [ka]
		RW	HW												
Olm2	Stufe von Unterligung (LS)	4412743	5334119	150 – 200	6,6	0,35 ± 0,01	1,80 ± 0,08	1,80 ± 0,03	10 ± 7	0,85 ± 0,07	25,30 ± 1,80	29,93 ± 3,19	1,55 ± 0,16	68,50 ± 6,9	44,33 ± 6,24**
Olm3	Stufe von Unterligung	4412737	5334127	150 – 200	1,9	0,37 ± 0,01	1,70 ± 0,08	2,42 ± 0,04	10 ± 7	1,11 ± 0,08	15,02 ± 0,70	13,59 ± 1,22**	1,81 ± 0,18	17,50 ± 0,7	9,69 ± 1,04
Obo1	Stufe von Unterligung	4415102	5343773	150 – 200	3,5	0,21 ± 0,01	1,05 ± 0,05	1,82 ± 0,03	10 ± 7	0,77 ± 0,06	14,30 ± 1,30	18,65 ± 2,20	1,47 ± 0,15	16,90 ± 2,8	11,52 ± 2,23**
Obo2	Stufe von Unterligung	4415104	5343756	150 – 200	0,5	0,23 ± 0,01	1,35 ± 0,07	1,46 ± 0,03	10 ± 7	0,80 ± 0,06	10,45 ± 0,98	13,07 ± 1,55**	1,5 ± 0,15	17,80 ± 1,5	11,87 ± 1,55
Lech09/6	Stufe von Unterligung (LS)	4414108	5331351	150 – 250	8	0,26 ± 0,01	1,28 ± 0,05	1,47 ± 0,03	10 ± 5	0,69 ± 0,04	14,17 ± 1,14	20,4 ± 2,06	---	---	---
Lech08/7	Untere Epifachstufe (LS)	4414562	5330105	100 – 200	5	0,42 ± 0,01	2,03 ± 0,07	1,71 ± 0,04	10 ± 5	0,97 ± 0,06	20,40 ± 1,30	21,02 ± 1,86	---	---	---
LeWei5	Stufe von Unterligung (LS)	4412879	5340404	150 – 200	4,3	0,61 ± 0,01	2,04 ± 0,07	1,15 ± 0,02	10 ± 7	---	---	---	1,68 ± 0,17	519,60 ± 29,9	309,47 ± 35,43
LeWei13	Stufe von Unterligung (LS)	4413861	5331437	150 – 200	4,1	0,25 ± 0,01	1,23 ± 0,05	1,77 ± 0,03	10 ± 5	0,80 ± 0,05	10 ± 1	12,54 ± 1,46	1,38 ± 0,13	28,30 ± 3,50	20,46 ± 3,17**
LeWei14	Stufe von Unterligung	4413880	5331408	150 – 200	1,8	0,21 ± 0,01	1,04 ± 0,09	1,65 ± 0,03	10 ± 5	---	---	---	1,36 ± 0,13	20,80 ± 2,50	15,34 ± 2,36
LeWei15	Stufe von Unterligung	4413954	5331461	150 – 200	1,5	0,2 ± 0,01	1,13 ± 0,04	1,50 ± 0,02	10 ± 5	---	---	---	1,32 ± 0,13	16,80 ± 1,06	12,69 ± 1,45

* = unter Geländeoberkante (LS) = Liegendsschotter

** = mit ¹⁴C-Datierungen abgeglichen

K = Kalium-Konzentration
Th = Thorium-Konzentration

U = Uran-Konzentration
W = Wassergehalt

D = Gesamte Dosisrate
DE = Äquivalenzdosis

5. Die jungquartären Flussterrassen des Lechs zwischen Hohenfurch und Kissing

Die heutigen Oberflächenformen des Lechtals sind im Wesentlichen das Ergebnis würmzeitlicher und holozäner Flussarbeit des Lechs. Nach der starken Aufhöhung des Talbodens mit Schmelzwasserschottern im Würm-Hochglazial hat sich der Lech nach und nach in diese eingetieft und mehrere unterschiedlich hohe Akkumulationsterrassen hinterlassen. So ist im Lechtal nach dem Durchbruch durch die würmzeitlichen Endmoränenablagerungen des östlichen Lechgletschers bei Hohenfurch eine markant ausgeprägte jungquartäre Terrassentreppe (Abb. 13) ausgebildet. Das gesamte Höhenintervall von bis zu 79 m zwischen der höchstgelegenen Stufe, der Hauptniederterrasse, und dem aktuellen Lechbett zeigt unverkennbar die Dominanz (glazi-)fluvialer Tiefenerosion auf. Diese ist nicht zuletzt eine Folge der starken Überhöhung des Geländes durch die mächtigen Endmoränensedimente und dem Bestreben des Lechs, sein überhöhtes Gefälle wieder auszugleichen (DIEZ 1968).

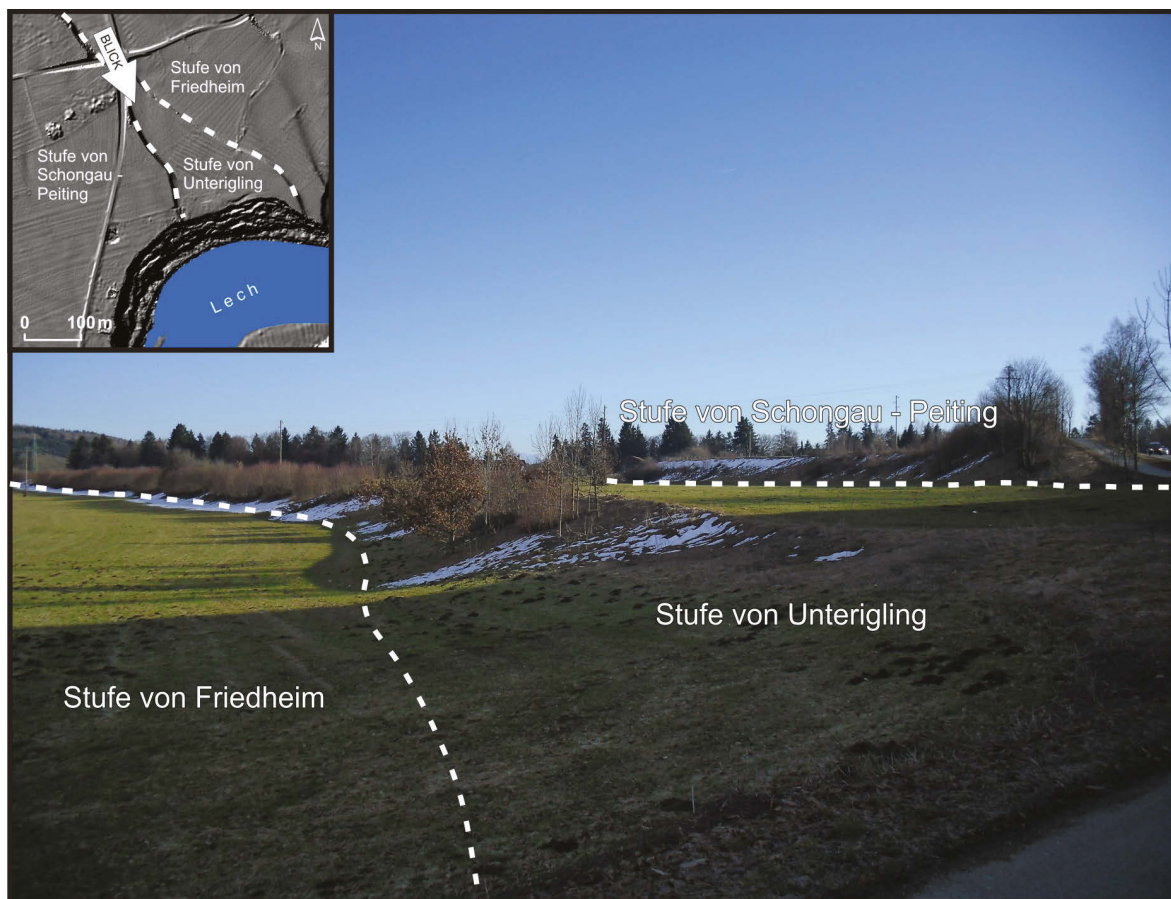


Abb. 13: Terrassentreppe bei Epfach.

Im weiteren Talverlauf und damit mit zunehmender Distanz zu den Endmoränen nimmt der Höhenunterschied zwischen den einzelnen Flussterrassenoberflächen und damit auch das Gesamthöhenintervall sukzessive ab (Abb. 14 u. 15). Die nördlichen

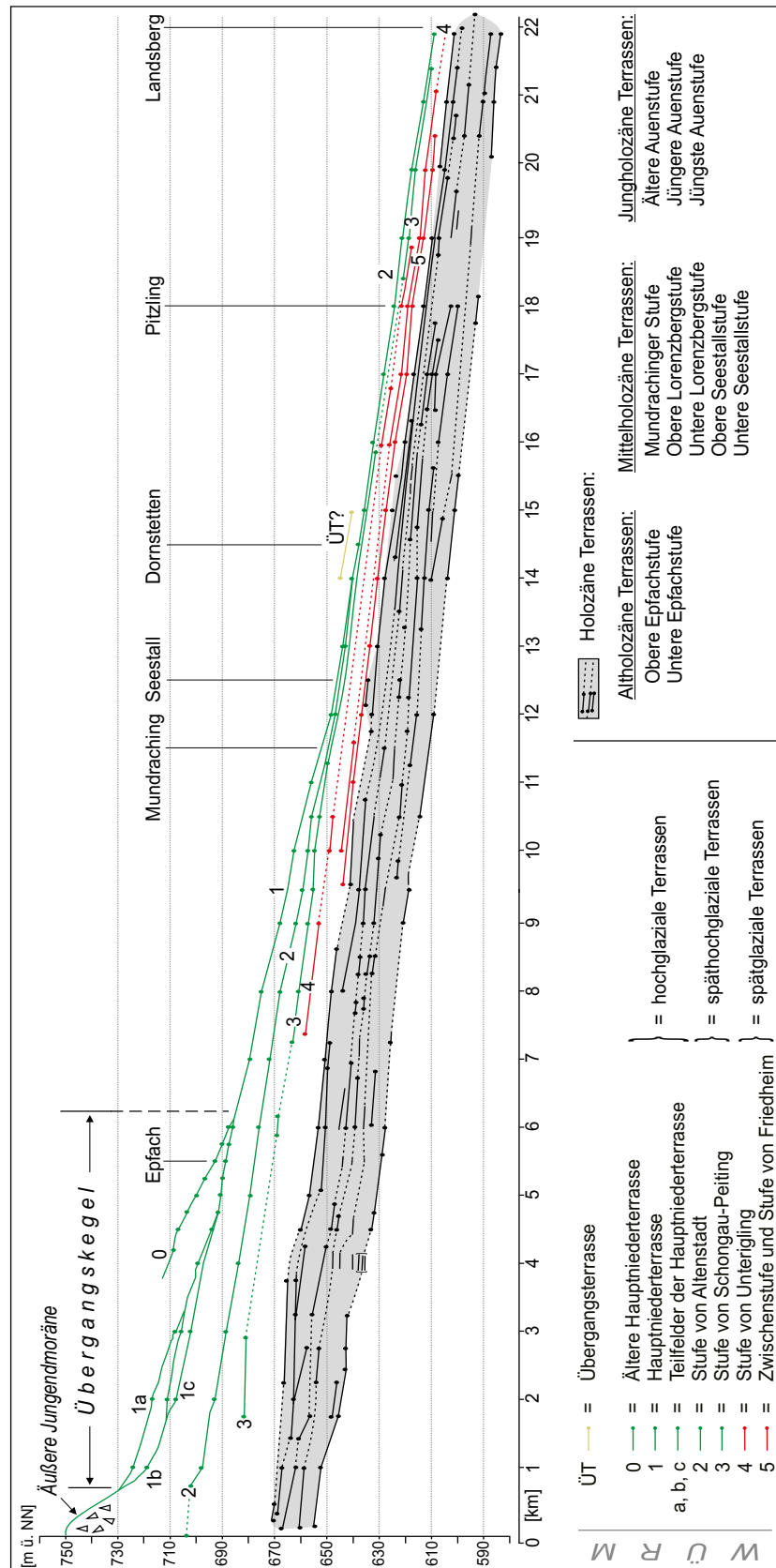


Abb. 14: Tallängsprofil der jungquartären Terrassen (südlicher Abschnitt).

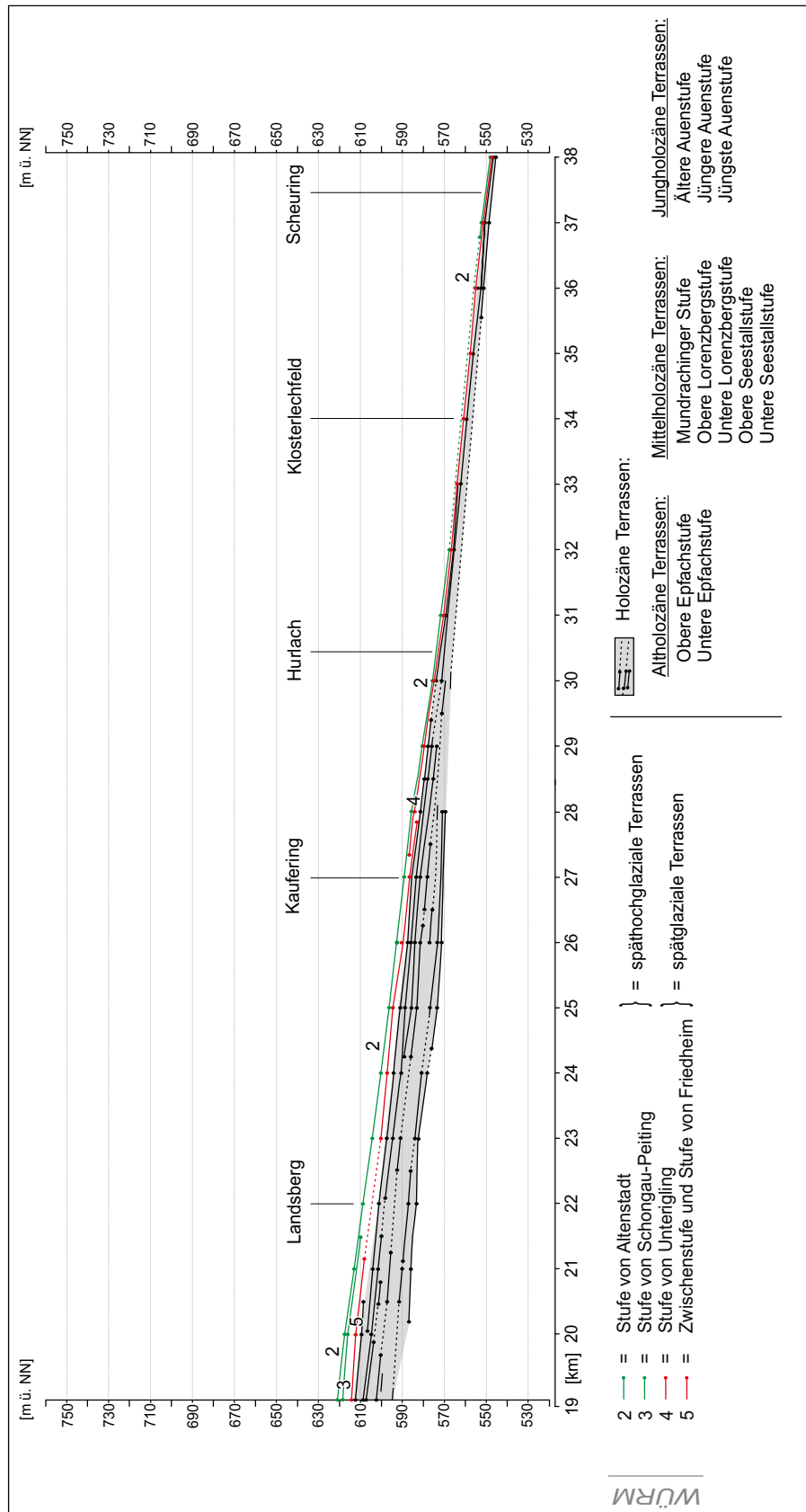


Abb. 15: Tallängsprofil der jungquartären Terrassen (nördlicher Abschnitt).

Areale des Untersuchungsgebietes zeigen geomorphologisch schließlich ein vollkommen anderes Bild. Die markante Terrassentreppe ist einer Reihenterrassenlandschaft gewichen, deren Oberflächen nahezu höhengleich sind und eine mehrere Kilometer breite, sehr flache Tallandschaft (Lechfeld) bilden.

Im Folgenden werden alle morphologisch differenzierten Lechterrassen hinsichtlich ihrer Erstreckung, Oberflächengestalt, ihres Oberflächengefälles, der Deckschichten, Sedimentologie und ihrer Altersstellung vorgestellt.

5.1 Die würmzeitlichen Lechterrassen

Sowohl die früh- bzw. mittelwürmzeitliche Übergangsterrasse als auch die hoch- und späthochglazialen Lechterrassen können direkt mit Endmoränen der Ammerseezunge des Isar-Loisachgletschers bzw. der Schongauer Zunge des Iller-Wertach-Lechgletschers verknüpft werden. Lediglich die spätglazialen Lechablagerungen können weder direkt noch indirekt an die inneralpine Gletscherdynamik angebunden werden. Während die spätglazialen Terrassen im gesamten Lechtal verbreitet sind, treten die hoch- und späthochglazialen Terrassen lediglich im südlichen Untersuchungsabschnitt, nahe der Endmoränenwälle, in Erscheinung.

5.1.1 Die Übergangsterrasse

Die Übergangsterrasse *sensu* SCHELLMANN (1988, 1990; siehe auch DOPPLER et al. 2011) ist südlich von Landsberg, in etwa auf Höhe des Ortes Dornstetten, nahezu im Scheitelpunktbereich der östlichen Lechleite ausgebildet (Abb. 16). Als Talhangterrasse setzt sie sich auf einer Gesamtlänge von 1.200 m aus drei schmalen Terrassenleisten zusammen. Die etwa 14 ha umfassenden Verebnungen weisen ein Talgefälle von etwa 6,3 ‰ auf. Mit einer Höhenlage von etwa 41 m oberhalb des aktuellen Lechlaufes liegen sie etwa 5 m über der höchstgelegenen Terrasse im Talgrund, der Hauptniederterrasse.

Sondierungen ergaben unter Bewaldung eine flächenhafte Bedeckung von bis zu 1 m mächtigen sandstreifigen Lössablagerungen. Die darauf ausgebildeten Parabraunerden erreichen Solummächtigkeiten von bis zu 80 cm. Etwaige Hinweise auf ältere, interglaziale bzw. interstadiale Bodenbildungen konnten nicht gefunden werden.

Aufgrund ihrer Verknüpfung mit den Endmoränen des „Stoffener Stadiums“ (vorgeschobene Randlage des Isar-Loisachgletscher nach KNAUER 1929), ihrer morphostratigraphischen Lage oberhalb der Hauptniederterrasse (HNT) und den Lössdeckschichten ist sie älter als die Hauptniederterrasse und jünger als die risszeitlichen

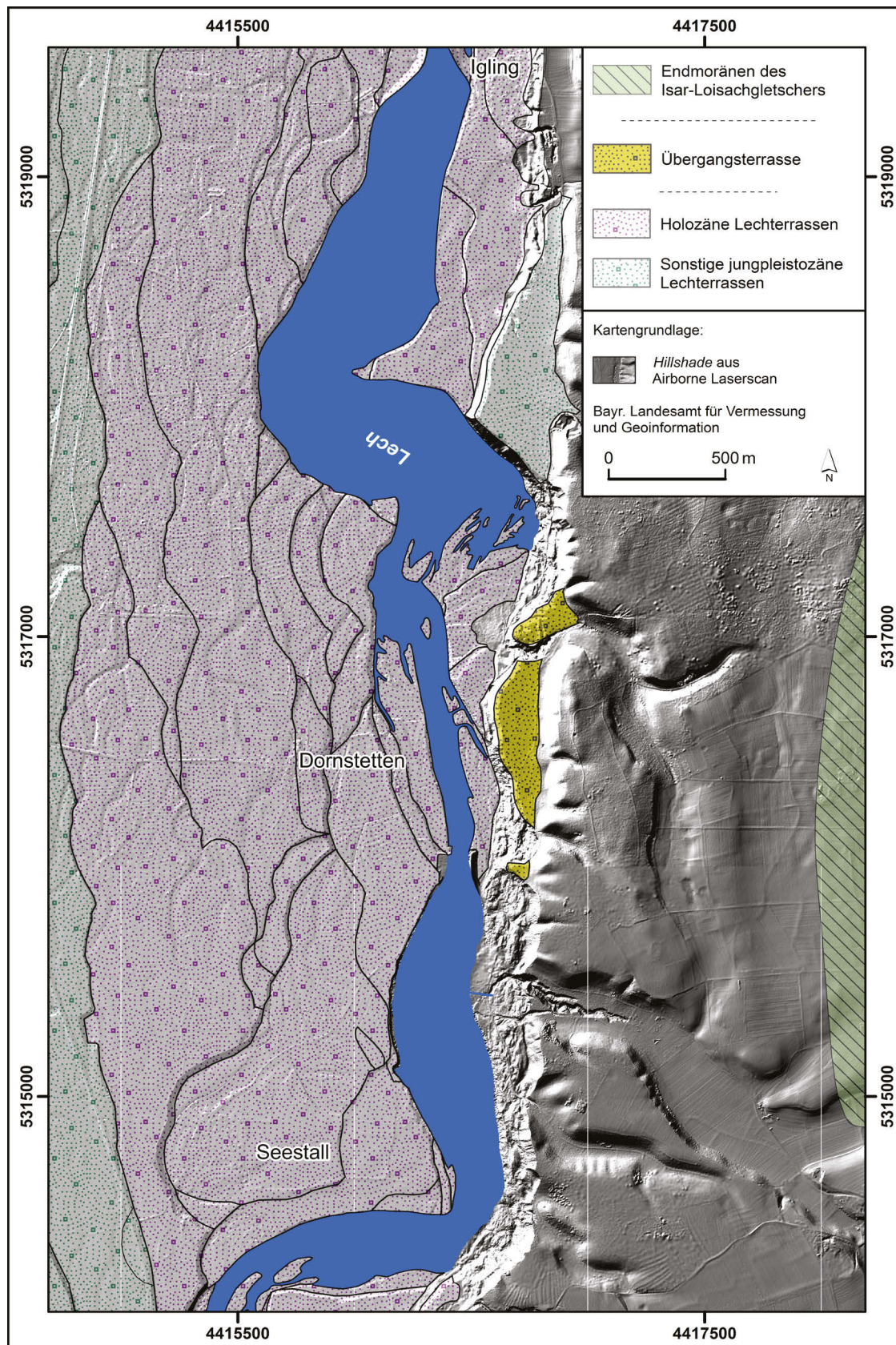


Abb. 16: Terrassenreste der Übergangsterrasse am östlichen Lechtalrand.

Hochterrassen des Lechs. Als vermutlicher Entstehungszeitraum wird das Früh- bzw. Mittelwürm angenommen.

5.1.2 Die Hauptniederterrasse und ihre proglazialen Teilfelder

Die Hauptniederterrasse ist direkt mit dem Übergangskegel des inneren Walls, des als Doppelwall ausgeprägten Maximalstandes des Lechgletschers („Sachsenrieder Stand“, *sensu* TROLL 1936) zwischen Kinsau und Hohenfurch (u. a. TROLL 1925, 1926, 1954; KNAUER 1929; BRUNNACKER 1959, 1964; DIEZ 1968, 1973; SCHREIBER 1985; GROTTENTHALER 2009, vgl. Abb. 17.) verknüpft. Die Oberfläche des Übergangskegels stellt sich, im Gegensatz zu der vom direkten Gletscherkontakt geprägten Endmoräne, als typische, von einer Vielzahl von Schmelzwässern überformte, nach Norden abfallende Schotterfläche dar. Ausnahmen sind lediglich vier der Endmoräne vorgelagerte Morä-

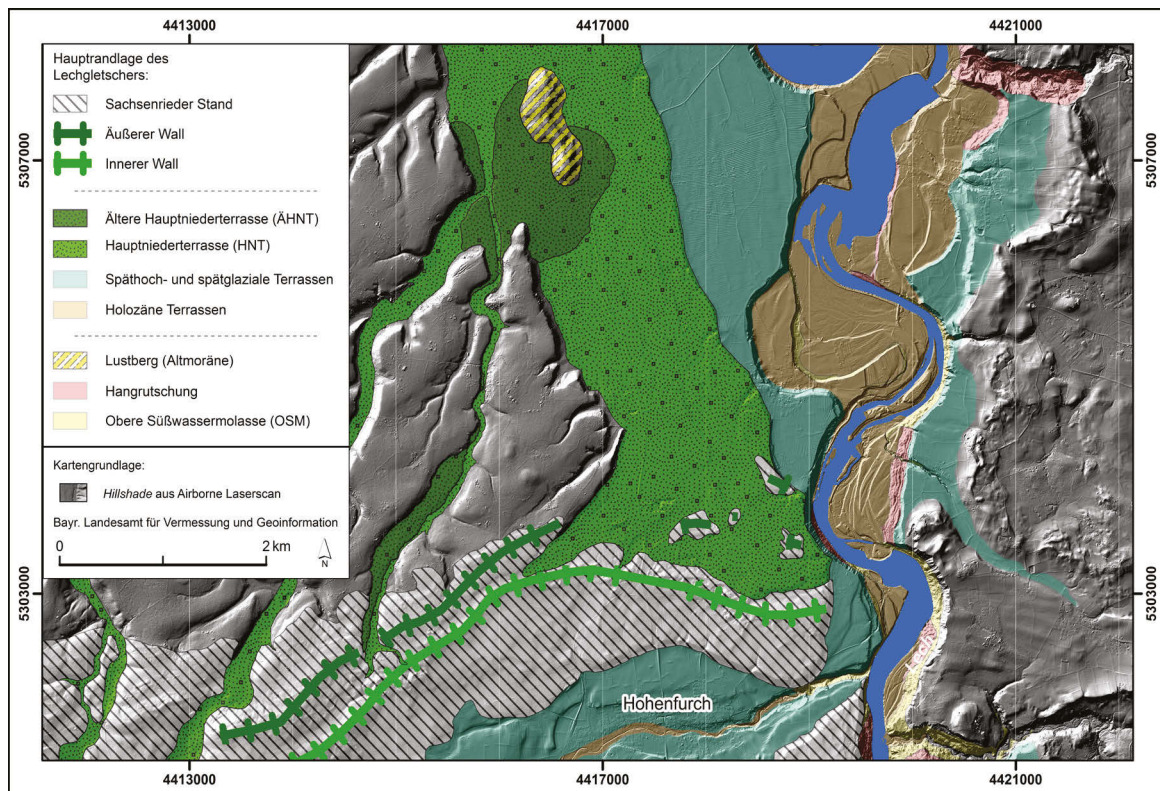


Abb. 17: Die Verknüpfung der Hauptniederterrasse mit dem inneren Wall des „Sachsenrieder Standes“ und der Älteren Hauptniederterrasse mit dem äußeren Wall des „Sachsenrieder Standes“.

neninseln. Sie bilden Fragmente des äußeren Walls und deuten an, dass der Eisrand des Lechgletschers kurzzeitig bis zu einem Kilometer vor dem Hauptwall gelegen haben muss. Ein markantes Merkmal des Übergangskegels ist außerdem dessen Abdachung von West nach Ost, die in weiten Arealen in Form dreier Geländestufen, die durch bis zu 2 m hohe Kanten voneinander getrennt sind, ausgeprägt ist. Die Ausbildung der bereichsweise sehr steilen Geländestufen ist vermutlich das Resultat ab-

rupter, großangelegter Schmelzwasserdurchbrüche durch den Endmoränenwall. Der Schmelzwasserdurchbruch, der für die Ausbildung der höheren Geländestufe verantwortlich ist, liegt knapp 100 m westlich der heutigen B17 und bildet im Sinne TROLLS (1926) als Trompetental ein klassisches Element der „fluvioglazialen Serie“. Ein weiterer Schmelzwasserdurchbruch, der das niedrigste der drei Niveaus erklären würde, ist dagegen nicht mehr erhalten. Der Verlauf und die Ausrichtung der Erosionskante lassen den Schluss zu, dass der entsprechende Schmelzwasserdurchbruch im Bereich des heutigen Lechdurchbruchs zu lokalisieren sein muss. SCHREIBER (1985) verknüpft diesen Schmelzwasserstrom auf Basis schotterpetrographischer Merkmale mit dem Loisachgletscher. Das morphologische Erscheinungsbild der HNT würde einer solchen Auffassung nicht widersprechen.

5.1.2.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Die Oberflächenniveaus der drei proglazialen Hauptniederterrassenteilefelder nähern sich im weiteren Talverlauf einander an (Abb. 17) und sind im Bereich des Lustberges, etwa 3,5 km nördlich des Endmoränenwalls, morphologisch nicht weiter differenzierbar. Weiter nördlich des 1200 m langen Lustberges ist die Terrassenoberfläche sehr eben, das heißt frei von Rinnen- und Kantenstrukturen und auch ohne seitliche Abdachung. Dementsprechend kann in etwa im Bereich des Lustberges der Übergangsbereich zwischen Übergangskegel und dem eigentlichen Hauptschotterfeld, der Hauptniederterrasse, angenommen werden. Dort, am Übergang zum Hauptschotterfeld, beträgt das Talgefälle 7,5 ‰ und weicht damit geringfügig von der Lehrmeinung TROLLS (1926) ab, der für den Grenzbereich zwischen Übergangskegel und Hauptschotterfeld einen definierten Schwellenwert von 10 ‰ postuliert. Generell erscheint eine Abgrenzung des Übergangskegels unter Berücksichtigung verschiedener glazial- und flussmorphologischer Faktoren, wie die Talkonfiguration (Talbreite, Talgefälle, Talüberhöhung etc.), Größe und Anzahl der Trompetentälchen und Exposition der Endmoränenwälle plausibler, als eine Grenzziehung nach einem starren Richtwert.

Erwähnenswert erscheint die Tatsache, dass die Geländeoberfläche der Hauptniederterrasse südwestlich des Lustberges ansteigt, so dass die westlich des Lustberges gelegenen Areale bis zu 9 m höher liegen als die östlichen. Die Ursache hierfür sind Schotterakkumulationen aus dem „Breiten Tal“ (SIMON 1926; PIEHLER 1973, 1974), die, im Gegensatz zur Hauptniederterrasse, mit dem äußeren Wall des „Sachsenrieder Standes“ (Ältere Hauptniederterrasse – ÄHNT, vgl. Abb. 17 u. 18) verbunden sind. Sie sind damit etwas älter als das Hauptschotterfeld der Hauptniederterrasse. Bereits wenige hundert Meter nördlich des Lustberges sind die Höhenunterschiede wieder ausgeglichen.

Auf der 10 km langen Talstrecke zwischen Lustberg und Unterdießen sinkt das Oberflächengefälle auf etwa 5,4 ‰, gleichzeitig nimmt die Breite der HNT auf etwa 2

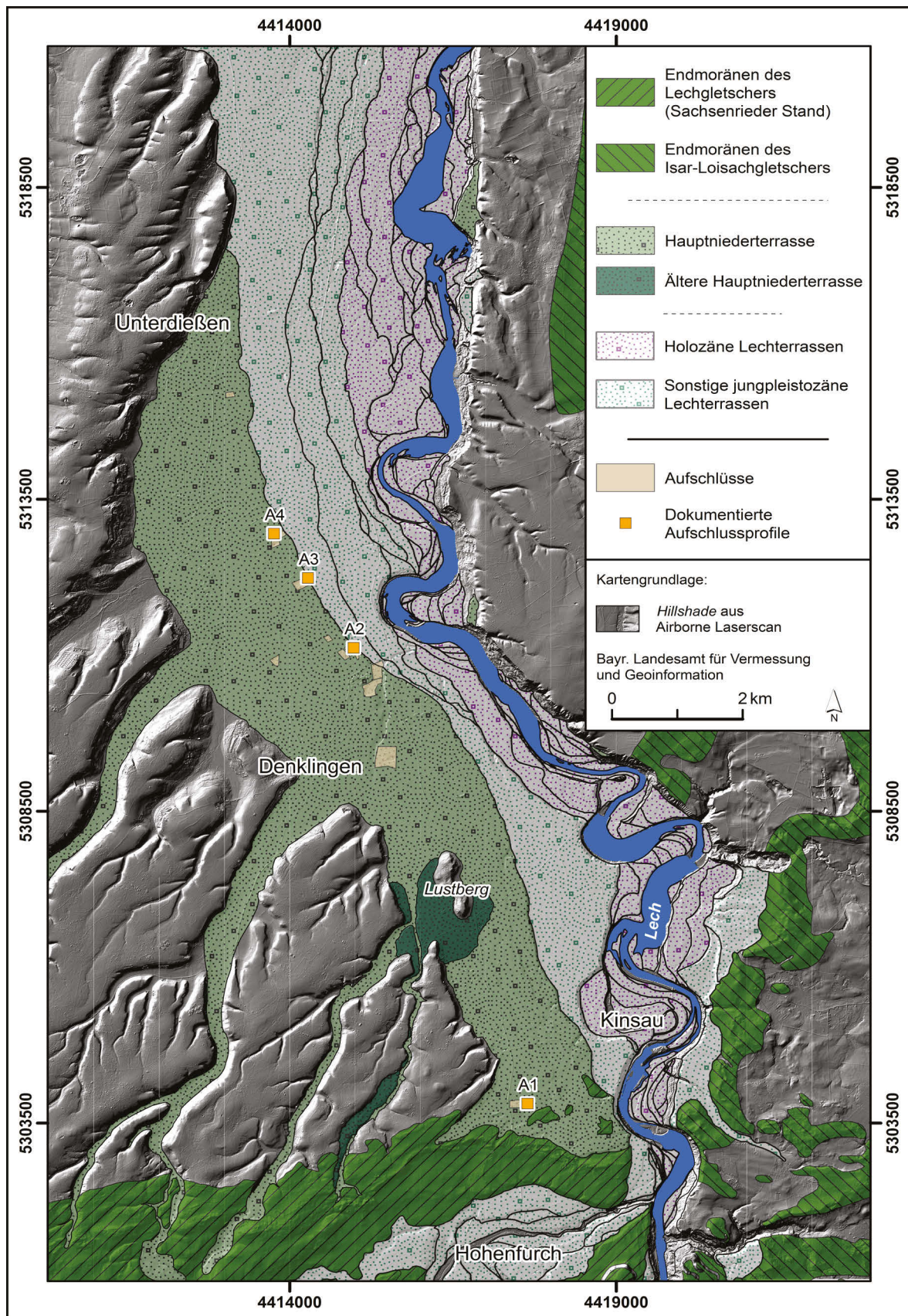


Abb. 18: Die Verbreitung der Hauptniederterrasse.

km zu. Die nun vollkommen ebene Oberfläche der Hauptniederterrasse weist keinerlei Spuren ehemaliger Flussrinnen auf.

Allerdings wurde die HNT im ausgehenden Würm unter periglazialen Klimabedingungen von einem mächtigen Trockental zerschnitten. Mit einer Gesamtlänge von 2 km erstreckt es sich im Talraum zwischen Denklingen und der Lechstaustufe 11. Es besitzt eine maximale Breite von bis zu 190 m und eine Tiefe der Talsohle von bis zu 12 m unterhalb der umgebenden Terrassenoberfläche. Das Trockental weist, wie auch seine Äquivalente auf den jüngeren Niederterrassen, einen asymmetrischen Talquerschnitt mit steilem Ost- und mäßig einfallenden Westhang auf. Es erstreckt sich talabwärts in nordöstlicher Richtung über die HNT und die anschließenden „Stufen von Altenstadt“, „Schongau-Peiting“ und „Unterigling“ bis zum holozänen Terrassenrand der „Oberen Epfachstufe“. Die von KNAUER (1929) in der geologischen Karte dargestellte Verknüpfung der Trockentalwurzeln mit den auf die Hauptniederterrasse auslaufenden autochthonen Seitentälern kann morphologisch nicht nachvollzogen werden.

Da das Oberflächengefälle der HNT weiterhin bedeutend größer ist als das der nächst jüngeren „Stufe von Altenstadt“, reduziert sich der Höhenunterschied zwischen beiden Terrassen auf nur wenige Meter im Raum Unterdießen. Unterhalb von Unterdießen wurde die HNT letztlich im Späthochglazial vollends ausgeräumt und setzt sich nicht, wie von vielen Autoren (u. a. TROLL 1925, 1926, 1954; KNAUER 1929; BRUNNACKER 1964; DIEZ 1968, 1973; SCHREIBER 1985) dargestellt, im weiteren Talverlauf fort.

5.1.2.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Die Kiese der HNT erreichen im Bereich des Übergangskegels Mächtigkeiten von über 68 m. Talabwärts nehmen die Gesamtschottermächtigkeiten auf 35 m im Raum Kinsau und auf 15 m im Raum Unterdießen ab. Der Anteil des HNT-Kieskörpers an der gesamten Mächtigkeit der Quartärsedimente ist nur unzureichend bekannt. Im Bereich des Übergangskegels existieren nach einer Aufschlussbeobachtung südlich von Kinsau (A1 Kinsau SW, Abb. 19) Mindestmächtigkeiten von etwa 21 m.

Die Kieskörper der HNT, aufgeschlossen in den Kiesgruben A2 Hirschvogel N (Abb. 20), A3 Leeder (Abb. 21) und A4 Asch E (Abb. 22), werden von Mittel- bis Grobkiesen dominiert. Insbesondere Blöcke (bis zu 0,7 m Durchmesser) treten in großer Zahl in allen Tiefenlagen auf. Die teilweise sandreichen, teilweise auch matrixarmen Kieskörper zeigen in den Aufschlüssen ein in der Regel vertikal aufgehöhhtes, horizontal-, trog- und kreuzgeschichtetes Sedimentationsbild (Abb. 20, 21). Ein Sedimentationsbild also, das für grobklastische Ablagerungen eines verwilderten (*braided river*) Flusses typisch ist.

Davon abweichend ist der Aufschluss A1 Kinsau SW (Abb. 19) am Übergangskegel des Lechgletschers (SCHREIBER 1985) aufgebaut. Dort dokumentiert die Wechsellagerung verschiedener Kieskörper die oszillierende Dynamik der Gletscherstirn im Übergangsbereich zwischen Moränenscheitel und Übergangskegel. Die bis zu 21 m hohe Aufschlusswand zeigt eine Stapelung von bis zu vier Schotterpaketen, die maximale Mächtigkeiten von bis zu 4 m besitzen. Dabei sind die jeweiligen Kieskörper in einem Wechselspiel von ausgeprägt kreuz- bis troggeschichteten und unsortierten Schottern

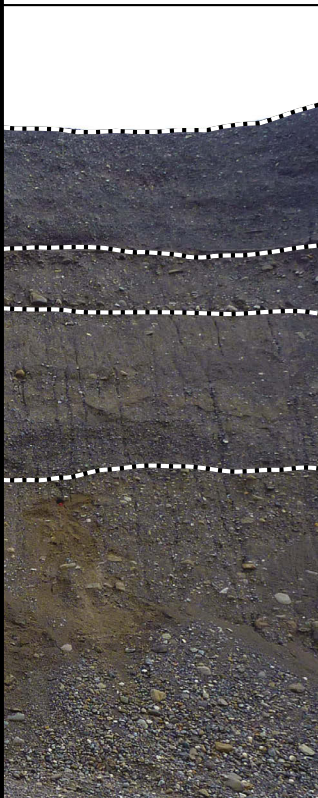
Kiesgrube Kinsau SW		TK 25 Blattnummer: 8131 Schongau	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 17 667 ± 3	H: 53 03 832 ± 3	Geländehöhe: 727 m ü. NN ± 1 m	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Übergangskegel der Hauptniederterrasse		E-Wand		
Aufnahme: 07.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden, teilweise auch Hangendschotter, abgeschoben	
			-0,6 m f – gG, l, s grau Trog- bis kreuzgeschichteter Schotterkörper; Wechsellagerung von Skelettschotterschichten und Schotter in lehmiger Matrix; wenig Blöcke (max. 0,3 m Durchmesser)	Schottermoräne
			-5 m m – gG, s graubraun Ungeschichteter Schotterkörper; zahlreiche Blöcke (max. 1 m Durchmesser); Mergelschollen	Bindige Moräne
			-8 m f – gG, u, s grau Trog- bis kreuzgeschichteter Schotterkörper; bereichsweise Skelettschotterschichten; bereichsweise lehmige Bänder; wenig Blöcke (max. 0,2 m Durchmesser); vereinzelt Sandlinsen	Schottermoräne
			-13 m m – gG, s graubraun Ungeschichteter, bereichsweise troggeschichteter Schotterkörper; zahlreiche Blöcke (max. 1 m Durchmesser); Schieferkohlefunde (Tertiär (?)); vereinzelt Sandlinsen	Bindige Moräne
-19 m Schutthalde				

Abb. 19: Aufschlussprofil der Kiesgrube A1 Kinsau SW.

gelagert. Die grau-bräunlichen unsortierten Bereiche weisen große Korngrößenintervalle mit Blöcken (bis zu 1 m Durchmesser) in allen Tiefenlagen auf. Der Matrixanteil an Mergeln und Sanden ist sehr hoch. In Anlehnung an DIEZ (1973) können diese Bereiche als „Bindige Moräne“ angesprochen werden, also als Glazialablagerungen, die keine oder nur eine sehr geringe Sortierung durch Schmelzwässer erfuhren.

Die beiden kreuz- und troggeschichteten Kieskörper sind bereichsweise matrixfrei und setzen sich zudem durch ihre dunkelgraue Farbe von den unsortierten Bereichen deutlich ab. Blöcke bzw. Blocklagen sind hier nur selten anzutreffen. Nach DIEZ

(1973) entspräche dies der sogenannten „Schottermoräne“, die einer Sortierung durch Schmelzwässer an der Gletscherstirn unterlag.


Kiesgrube Hirschvogel N		TK 25 Blattnummer: 8031 Denklingen	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 14 877 ± 5	H: 53 11 124 ± 5	Geländehöhe: 669 m ü. NN ± 1 m		
Hauptniederterrasse	N-Wand		Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Aufnahme: 07.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
		Boden abgeschoben		
		Horizontal geschichteter und troggeschichteter Schotterkörper; vereinzelt matrixfreie Lagen; blockreich (max. 0,7 m Durchmesser); ausgeprägte Sandlinse (Höhe: 0,3 m, Breite: 3,4 m) mit Manganoxidausfällungen bei 15,5 m u. GOK		Glazifluvialer Schmelzwasserschotter der Hauptniederterrasse
		Schutthalde		

Abb. 20: Aufschlussprofil der Kiesgrube A2 Hirschvogel N.

Auf den Schmelzwasserschottern der HNT sind weitflächig schluffig-sandige Deckschichten von 50 bis 100 cm Mächtigkeit verbreitet, die vermutlich Flugsande darstellen. Sie bilden das Ausgangssubstrat für Parabraunerden mit Entwicklungstiefen von 30 bis zu 100 cm unter Fluroberkante (DIEZ 1968; WILKE 1975). Der rötlich-braune Bt-Horizont, der oft in den liegenden Schotter eingreift, wurde von KRAUS (1922) als „Blutlehm“ bezeichnet.

Aufgrund der morphologischen Verknüpfung der HNT und ihrer proglazialen Teilfelder (Abb. 17) mit den äußeren Jungendmoränen des Lech- und des Isar-Loisachgletschers bei Hohenfurch („Sachsenrieder Stand“ bzw. „Reichlinger Stand“) ist eine Bildungszeit im Hochglazial zwischen etwa 21.000 - 20.000 a BP gesichert und in der Literatur unbestritten.


Kiesgrube Leeder		TK 25 Blattnummer: 8131 Schongau	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 14 122 ± 3	H: 53 12 078 ± 3	Geländehöhe: 662 m ü. NN ± 1 m	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Hauptniederterrasse		S-Wand		
Aufnahme: 07.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden, teilweise auch Hangendschotter, abgeschoben	
			Horizontal geschichteter, teilweise trog- bis kreuzgeschichteter, Schotterkörper; sehr schmale Skelettschottererschichten; vereinzelt Blöcke in allen Tiefenlagen (max. 0,3 m Durchmesser); Sandlinsen mit Manganoxidausfällungen in allen Tiefenlagen	Hochwürmglazialer Schmelzwasserschotter der Hauptniederterrasse
			Schutthalde	

Abb. 21: Aufschlussprofil der Kiesgrube A3 Leeder.

5.1.3 Die Stufe von St. Ursula

Die von RATHJENS (1951) als „Stufe von St. Ursula“ bezeichnete Niederterrasse ist außerhalb des Untersuchungsgebietes ausschließlich südlich der Endmoräne bei Hohenfurch (TROLL 1954) als lokales Schmelzwasserschotterfeld (Abb. 23) erhalten. Sie setzt dort an einer lokal ausgebildeten Endmoräne am Fuß des Berlach-Berges (Staffelau-Wald) bei Schongau an (GROTTENTHALER 2009). Östlich des Lechs kann GROTTENTHALER (2009) einzelne kleine Terrassenfragmente, die mit einem Übergangskegel des Isar-Loisachgletschers verknüpft sind, ebenfalls der „Stufe von St. Ursula“ zuordnen. Die „Stufe von St. Ursula“ überragt die nächstjüngere „Stufe von Altenstadt“ deutlich. Nur südlich des maximalen Endmoränenwalls bei Hohenfurch ausgebildet, kann sie morphostratigraphisch einwandfrei als ältestes späthochglaziales Schotterfeld unterhalb der Hauptniederterrasse eingeordnet werden.

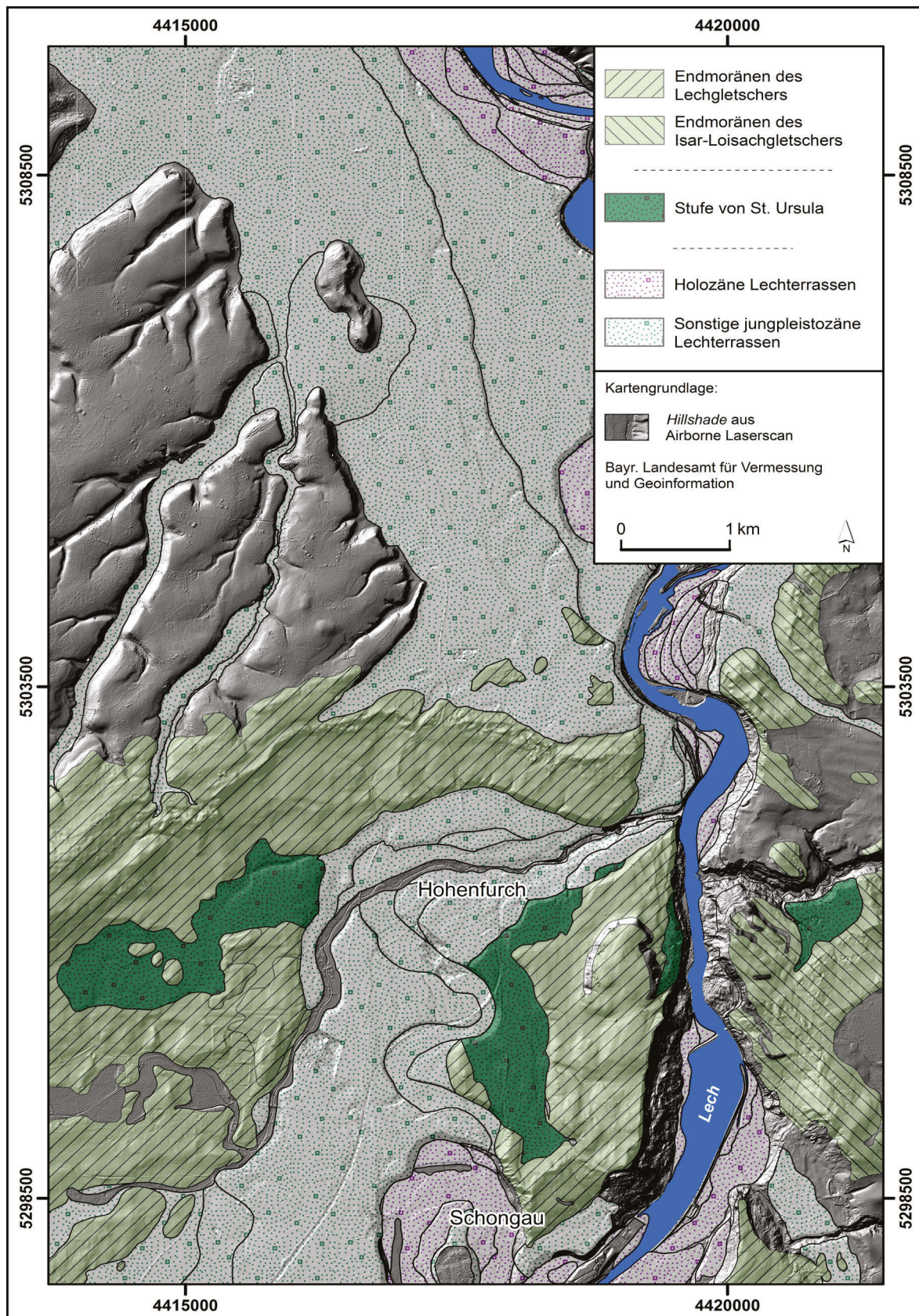


Abb. 23: Die Verbreitung der „Stufe von St. Ursula“.

5.1.4 Die Stufe von Altenstadt

Die „Stufe von Altenstadt“, ursprünglich von TROLL (1925, 1926) als „Altenstädter Stufe“, später als „Römeraustufe“ bezeichnet, wird von verschiedenen Bearbeitern (TROLL 1925, 1926, 1954; KNAUER 1929; BRUNNACKER 1959, 1964; DIEZ 1968; GROTTENTHALER 2009; GROTTENTHALER & MÜLLER 2011) mit dem ersten Rückzugsstadium des Lechgletschers verknüpft („Tannenberger Stand“ *sensu* TROLL 1926). KNAUER (1929) sieht eine Verbindung mit einem Endmoränenkranz des Isar-Loisachgletschers nördlich von Burggen („St. Ottilien Stand“), welcher dem „Tannenberger Stand“ von TROLL (1926) entspricht.

5.1.4.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Nach dem Durchbruch durch die Jugendmoränen ist die „Stufe von Altenstadt“, abgesehen von einem 500 m langen Teilstück, ab Kinsau im gesamten südlichen Untersuchungsgebiet auf der westlichen Talseite des Lechs morphologisch erhalten (Abb. 24). Dabei schwankt die durchschnittliche Breite der Terrassenstufe (zwischen 30 und 1450 m) im Talraum Kinsau - Denklingen beträchtlich. Erst nach der Lechschleife bei Seestall nimmt die Terrassenbreite kontinuierlich zu und erreicht bei Landsberg am Lech mit etwa 3,5 km Breite ihre größte Ausdehnung.

Dementsprechend stellt sie bereits im Talraum Unterdießen – Kaufering die am weitesten verbreitete Lechterrasse dar (Abb. 25). Erst nördlich von Kaufering wurde sie vom spätglazialen Lech ausgeräumt. Etwa 3,5 km weiter talabwärts kann ein etwa 8 km langer Terrassenrest am östlichen Talrand zwischen Scheuring und Unterbergen ebenfalls der „Stufe von Altenstadt“ zugeordnet werden (Abb. 25). Dort läuft der etwa 500 m breite ehemalige Schmelzwassertalboden des Verlorenen Baches direkt auf dem Niveau dieser Terrasse aus (Abb. 25). Da dieser Talboden nach KRAUSE (mündl. Mitteilung) mit dem ersten Rückzugsstand des Loisachgletschers („St. Ottilien Stand“) verknüpft wird, kann der entsprechende Terrassenrest ebenfalls der „Stufe von Altenstadt“ zugerechnet werden.

Das Oberflächengefälle der „Stufe von Altenstadt“ beträgt im Talraum zwischen Kinsau und Unterdießen etwa 5,0 ‰. Aufgrund der größeren Entfernung zum entsprechenden Endmoränenwall ist ihr Talgefälle niedriger als bei der höher gelegenen Hauptniederterrasse (5,4 ‰). Deswegen nähern sich deren Oberflächen bis Unterdießen auf nur wenige Dezimeter an. Im weiteren Talverlauf (Unterdießen – Kaufering) sinkt ihr Oberflächengefälle auf nur noch 4,2 ‰.

Wie bei der Hauptniederterrasse können auch auf der Oberfläche der „Stufe von Altenstadt“ zwischen Kinsau und Unterdießen keine Paläoflussrinnen nachgewiesen werden. Erst ab der Talenge zwischen Unterdießen und Erpfting kann ein weit ge-

flochtenes Gerinnebettmuster auf der Terrassenoberfläche nachvollzogen werden. Dabei fällt auf, dass sämtliche Rinnen SW-NE ausgerichtet sind und überwiegend leicht mäandrierend bis gestreckt verlaufen. Die Sohlen der Rinnen sind nur wenige Dezimeter in die umgebende Terrassenfläche eingetieft und mit bis 30 cm mächtigen feinklastischen Sedimenten verfüllt. Einhergehend mit der Talweitung nördlich Erpfting und der damit verbundenen Abnahme der Tiefenerosion werden auch die Channelsysteme wieder flacher. Im weiteren Talverlauf bis nördlich Kaufering sind die Rinnen, nicht zuletzt auch wegen der intensiven ackerbaulichen Nutzung der Terrassenflur, nicht mehr erhalten.

Die „Stufe von Altenstadt“ hat wie die Hauptniederterrasse nach ihrer Bildung noch periglaziales Dauerfrostklima erlebt. So findet man etwa 1 km westlich von Epfach ein 1,3 km langes, bis zu 10 m in die „Stufe von Altenstadt“ eingetieftes Trockental mit asymmetrischem Querprofil (Abb. 24).

5.1.4.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Der quartäre Kieskörper im Bereich der „Stufe von Altenstadt“ besitzt im südlichen Untersuchungsgebiet Mächtigkeiten von ca. 27 m, die talabwärts auf ca. 15 m bei Kaufering abnehmen. Bei Hurlach, am westlichen Talrand zur Augsburger Hochterrasse sinken die Quartärmächtigkeiten auf lediglich 9 m unter Geländeoberfläche.

Nach SCHREIBER (1985) setzt sich der Schotterkörper der „Stufe von Altenstadt“ nördlich der äußersten Endmoräne vorwiegend aus Schottern der Loisach-Fazies zusammen, während südlich der Endmoräne Schotter der Lech-Fazies dominieren sollen. Das Sedimentationsbild sämtlicher Kiesgruben (A5 Unterdießen E (Abb. 26), A6 Landsberg W (Abb. 27)) zeigt eine vertikal aufgehöhte, trog- und kreuzgeschichtete, bereichsweise ungeschichtete Lagerung (*braided river*) vorwiegend grobklastischer Flusssedimente. Mittel- und Grobkiese dominieren weiterhin das lithofazielle Erscheinungsbild der Aufschlusswände. Feinkies spielt eher eine untergeordnete Rolle. Steine und Blöcke (bis zu 0,5 m Durchmesser) sind naturgemäß in einer großen Anzahl anzutreffen. Sie treten in allen Tiefenlagen auf, vorwiegend in den aus Sanden und Mergeln gestützten Arealen. Die deutlich selteneren matrixarmen bis matrixfreien Bereiche werden wiederum aus Fein- seltener auch aus Mittelkiesen gebildet. Einzelne, meist nur wenige Dezimeter mächtige Sandlinsen zeichnen Abflussrinnen mit geringer Strömungsgeschwindigkeit nach. Vom lithologischen Standpunkt aus betrachtet, besitzen die Gruben der „Stufe von Altenstadt“ (A5 Unterdießen E, A6 Landsberg W) damit keine wesentlichen faziellen und sedimentationsbedingten Unterschiede zu den Aufschlüssen der HNT.

In der südlicher gelegenen Kiesgrube (A5 Unterdießen E) konnte eine Stapelung zweier Schotterkörper beobachtet werden. Dabei unterlagert den 3 m mächtigen han-

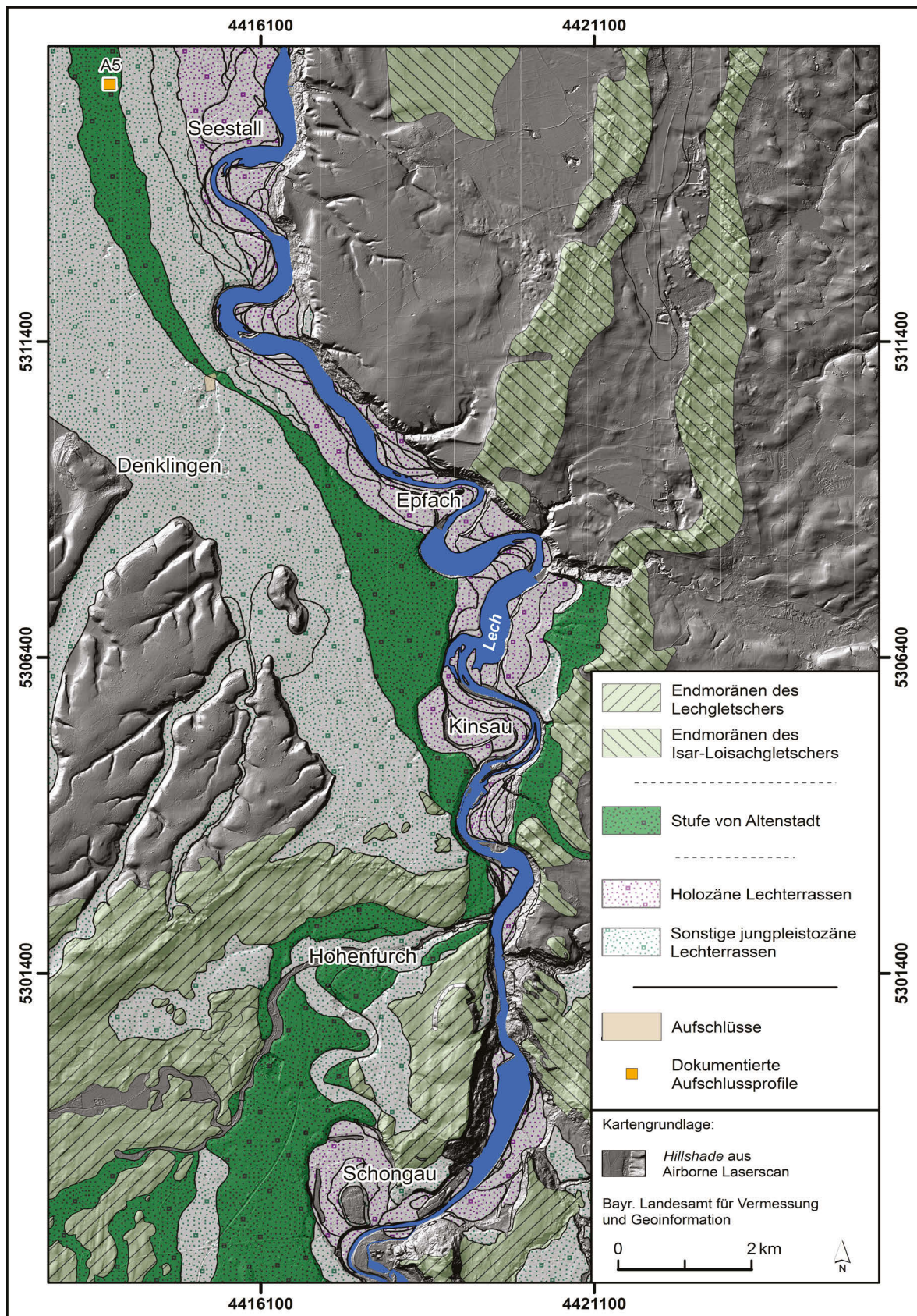


Abb. 24: Die Verbreitung der „Stufe von Altenstadt“ im südlichen Talabschnitt.

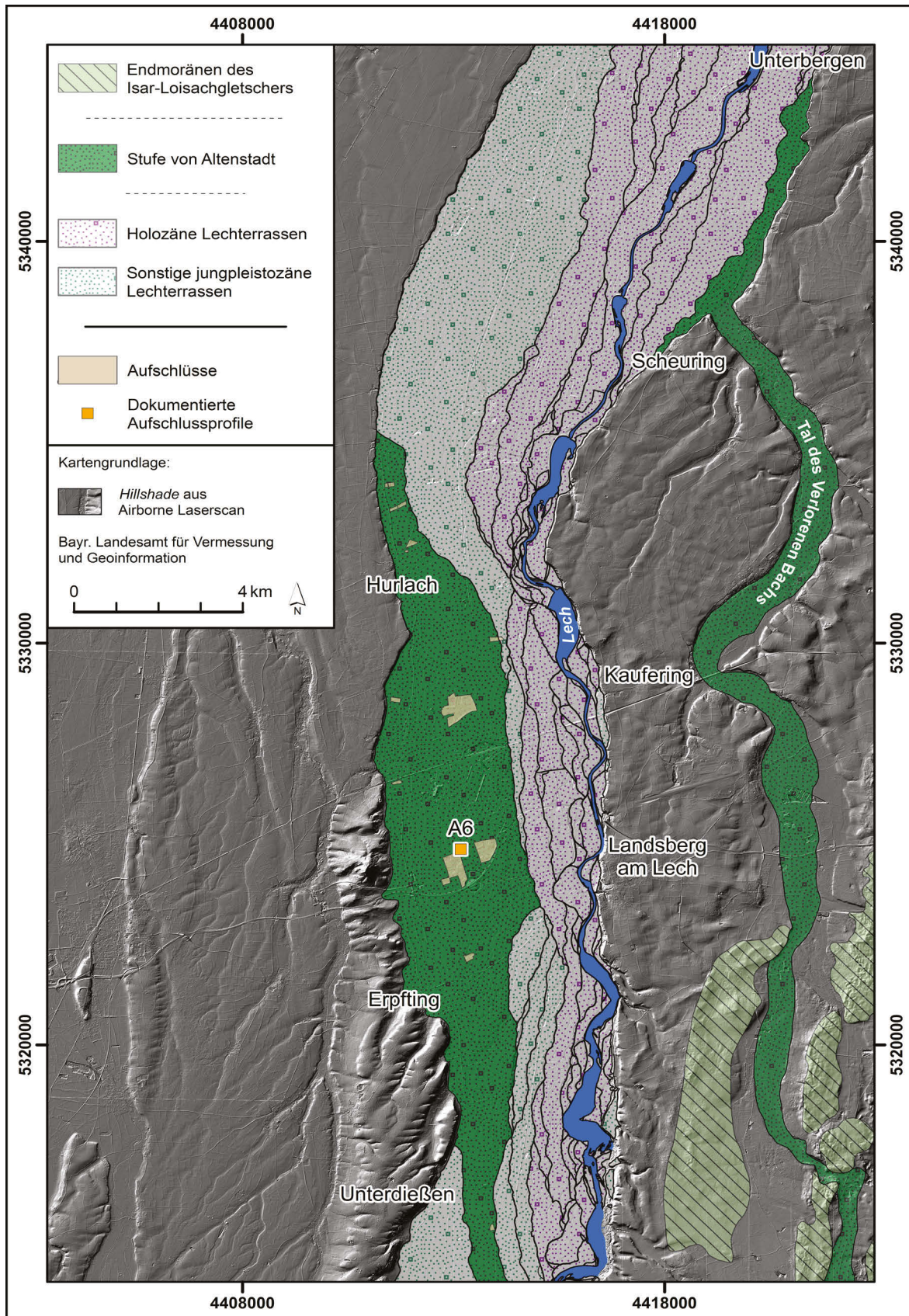


Abb. 25: Die Verbreitung der „Stufe von Altstadt“ im nördlichen Talabschnitt.

genden Schotterkörper, dessen Basis in weiten Arealen eine Blocklage prägt, ein mindestens 7,5 m mächtiger Sockelschotter mit ausgeprägter Kreuz- und Trogschichtung. Er wird von einer braunen, lehmig-sandigen Matrix gestützt. Der Blockanteil ist geringer als im Hangenden.


Kiesgrube Unterdießen E		TK 25 Blattnummer: 8031 Denklingen	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 13 890 ± 3	H: 53 15 366 ± 3	Geländehöhe: 642 m ü. NN ± 1 m		
Stufe von Altenstadt		S-Wand	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Aufnahme: 21.09.2011			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	Abgeschobene, in den liegenden Schotter eingreifende, Parabraunerde
			Cv; in den Schotter eingreifender schluffiger Ton, rotbraun	
			Trog- bis kreuzgeschichteter, bereichsweise sehr schwach geschichteter, Schotterkörper; sehr selten matrixfreie Areale; zahlreiche Blöcke (max. 0,3 m Durchmesser) zur Basis hin zunehmend; Kiese gut bis sehr gut gerundet	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter der Stufe von Altenstadt
			Blockreiche Lage (in weiten Arealen)	Basisblocklage
			<i>..... Diskordanz</i>	<i>..... Diskordanz</i>
			Trog- und kreuzgeschichteter Schotterkörper; selten matrixfreie Areale; vereinzelt Blöcke (max. 0,2 m Durchmesser)	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter der Hauptniederterrasse (?)
			} Schutthalde	

Abb. 26: Aufschlussprofil der Kiesgrube A5 Unterdießen E.


Kiesgrube Landsberg W		TK 25 Blattnummer: 7931 Landsberg a. L.	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 13 275 ± 3	H: 53 24 921 ± 3	Geländehöhe: 605 m ü. NN ± 1 m		
Stufe von Altenstadt		N-Wand	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Aufnahme: 21.09.2011			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	
			Trog- und kreuzgeschichteter, bereichsweise sehr schwach geschichteter, Schotterkörper; vereinzelt matrixfreie Areale; Blöcke in allen Tiefenlagen; Sandlinsen (max. Höhe: 0,8 m, Breite: 8 m) in allen Tiefenlagen; Kiese gut bis sehr gut gerundet	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter der Stufe von Altenstadt
			} Schutthalde	

Abb. 27: Aufschlussprofil der Kiesgrube A6 Landsberg W.

Beide Schotterkörper sind fluvialer Genese. Während der hangende Schotterkörper zweifellos die „Stufe von Altenstadt“ repräsentiert, ist der unterlagernde älter. Es könnte sich dabei um Schotter der Hauptniederterrasse handeln.

Die „Stufe von Altenstadt“ besitzt im Untersuchungsgebiet ähnlich der HNT häufig eine sandige, im nördlichen Untersuchungsbereich eher schluffige Deckschicht vermutlich aus Flugsanden bzw. Lösslehm, die allerdings nur Mächtigkeiten von bis zu 60 cm erreicht. Insbesondere unter Wald ist der auf der „Stufe von Altenstadt“ vorherrschende Bodentyp, die Parabraunerde (DIEZ 1968; WILKE 1975) nachweisbar. In ackerbaulich genutzten Arealen zeigen Verwitterungstaschen bzw. Verwitterungszapfen das Eingreifen des rötlichbraunen Bt-Horizontes in den liegenden Schotter an. Aufgrund der bereichsweise äußerst geringen Mächtigkeit der Deckschichten geht der einstmalige Bt-Horizont vollständig im Pflughorizont auf und kann damit nicht mehr nachgewiesen werden. Im Talabschnitt nördlich von Landsberg treten an vereinzelt Lokalitäten auch flachgründige Ackerpararendzinen auf.

Zur Altersstellung der „Stufe von Altenstadt“ liegen keine neuen chronostratigraphischen Befunde vor. Folgt man den bisherigen Bearbeitern (s. o.), ist sie zweifelsohne mit dem 1. Rückzugsstand des Lechgletschers („Tannenbergestand“) bzw. Loisachgletschers („Phase von St. Ottilien“) zu verknüpfen und damit im späten Würmhochglazial entstanden. Morphostratigraphisch stellt sie nördlich der Endmoränen bei Hohenfurch das älteste erhaltene Terrassenglied unterhalb der Hauptniederterrasse dar.

5.1.5 Die Stufe von Hohenfurch

Als „Hohenfurcher Stufe“ bezeichnete erstmalig TROLL (1925, 1926) ein Schotterfeld, das mit dem 2. Rückzugsstand („Haslacher Stadium“) des Lechgletschers verbunden ist. Das markanteste Terrassenareal, das von TROLL (1954) als „Stufe von Hohenfurch“ benannte Lechterrasse, bildet ein nördlich von Schongau ansetzender, stark mäandrierender Schmelzwassertalboden, dessen Ausbildung wohl schon während des Rückzuges des Lechgletschers zur „Haslacher-Randlage“ stattfand. Die Erosionsbasis des bis zu 500 m breiten Trockentals liegt mehr als 10 m unterhalb der sie umgebenden Schotter der „Stufe von Altenstadt“ und mindestens 15 m unterhalb der Schotteroberkante der „Stufe von St. Ursula“. Bei der Ortschaft Hohenfurch, die auf der Talsohle des Trockentales liegt, schmiegt sich der Talboden dem W-E verlaufenden Endmoränenwall der HNT an, ehe er beim Lechdurchbruch vollends erodiert wurde.

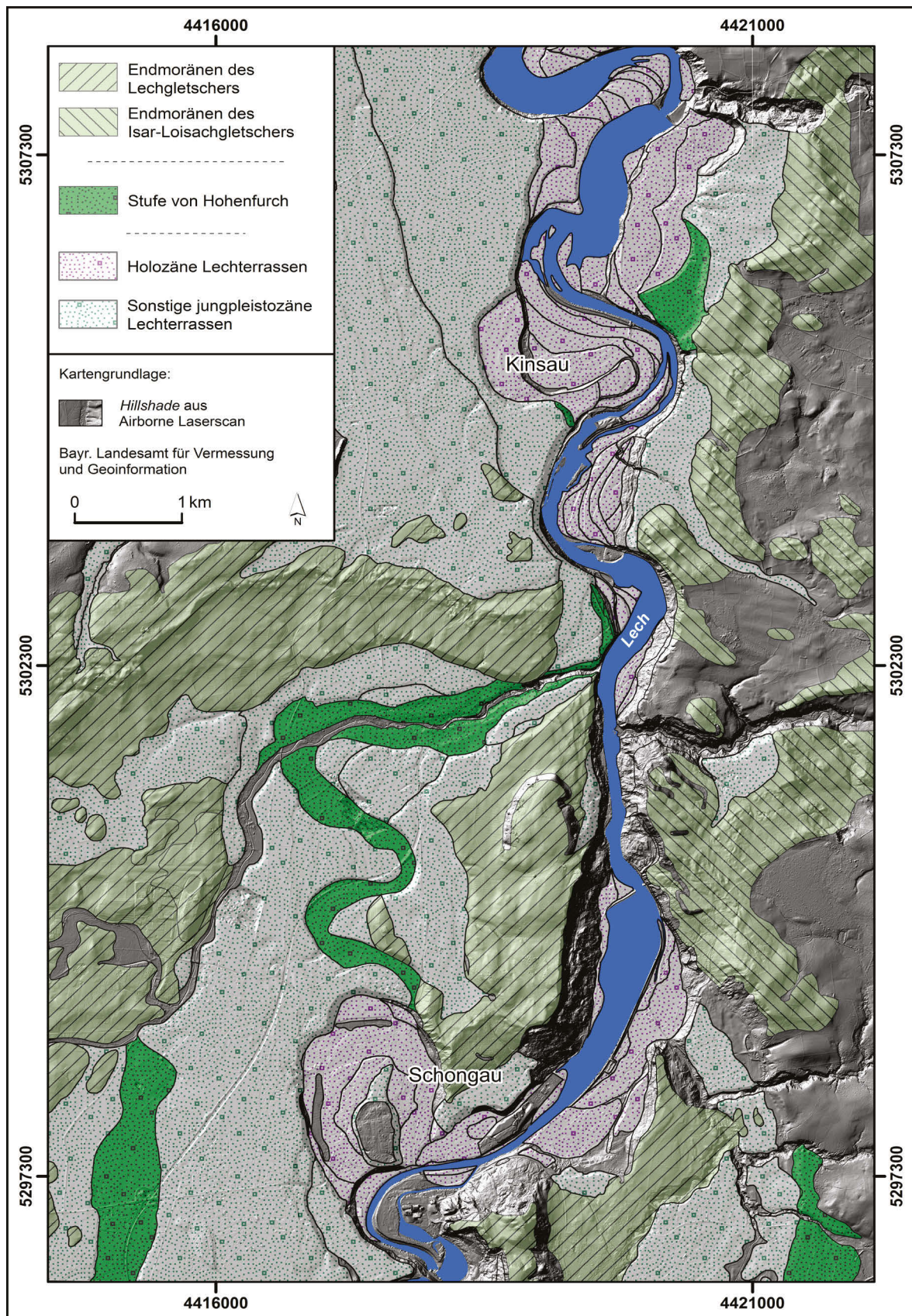


Abb. 28: Die Verbreitung der „Stufe von Hohenfurch“.

5.1.5.1 Verbreitung

Im Untersuchungsgebiet nördlich der Endmoränen bei Hohenfurch kann lediglich ein etwa 1.200 m langer Terrassenkeil auf der östlichen Lechseite, direkt am Südrand von Apeldorf, der „Stufe von Hohenfurch“ zugerechnet werden (Abb. 28). Zwar beschreiben DIEZ (1968) und SCHREIBER (1985) einen kleinen Terrassenrest zwischen Epfach und Lechblick, der der „Stufe von Hohenfurch“ entsprechen könnte, dieser kann auf Basis von Gefälle- und Höhenberechnungen mit Hilfe des LiDAR-Geländemodells jedoch eindeutig der „Stufe von Schongau-Peiting“ zugeordnet werden.

5.1.5.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Eine breite Datenbasis, die die durchschnittlichen Schottermächtigkeiten im Bereich der „Stufe von Hohenfurch“ belegen würde, liegt nicht vor. Eine Grundwasserbohrung des Wasserwirtschaftsamtes Donauwörth bei Apfeldorf beschreibt quartäre Schottermächtigkeiten von etwas mehr als 23 m. Aktuelle Aufschlüsse im Bereich der „Stufe von Hohenfurch“ existieren nicht. Es ist aber von sedimentologischen Verhältnissen auszugehen, die allen weiteren hoch- bzw. späthochglazialen Niederterrassen entsprechen dürften. Eine aufgelassene Kiesgrube zeigte SCHREIBER (1985, S. 52) „...das bereits bekannte Bild eines fluvioglazialen Schotters...“.

Auf den maximal 50 cm mächtigen Deckschichten sind mittel- bis flachgründige (30 – 50 cm) Parabraunerden ausgebildet. Deren rötlichbrauner Bt-Horizont greift oftmals in den liegenden Schotter ein (DIEZ 1968, WILKE 1975).

Die „Stufe von Hohenfurch“ kann sowohl aufgrund ihrer Anbindung an den 2. Rückzugsstand des Lechgletschers (TROLL 1925, 1926) als auch wegen ihrer morphostratigraphischen Lage zwischen der „Stufe von Altenstadt“ und der „Stufe von Schongau-Peiting“ als späthochglaziale Bildung angesehen werden.

5.1.6 Die Stufe von Schongau-Peiting

Die „Stufe von Schongau-Peiting“ fand ihre erste Erwähnung bei TROLL (1925) und wurde in der Folge von allen weiteren Bearbeitern (u. a. TROLL 1926, 1954; KNAUER 1929; BRUNNACKER 1959, 1964; DIEZ 1968, 1973; SCHREIBER 1985; GROTTENTHALER 2009) übernommen.

Während der Entstehung der Schotterflächen der „Stufe von Schongau-Peiting“ (TROLL 1954) hatten sich durch den abermaligen Rückzug (3. Rückzugshalt) der Gletscher die Eisrandlagen von Lechgletscher („Randlage von Bernbeuren“) und Loisachgletscher („Randlage von Weilheim“) getrennt. Zu diesem Zeitpunkt hatte zumindest der Lechgletscher etwa die Hälfte des ehemals eisbedeckten Vorlandes (vgl. DIEZ 1968)

bereits wieder freigegeben. Die von der Gletscherstirn abgegebenen Schmelzwassermassen schnitten sich deutlich in die Vorstoßschotter der 2. Eisrandlage ein und ermöglichten deswegen erstmalig einen Durchbruch durch die Talenge von Finsterau, die der Lech bis heute noch benutzt (SCHREIBER 1985). Die mit dem Stillstand des Gletschers akkumulierten Schotter der „Stufe von Schongau-Peiting“ fielen in der Talenge der bis heute andauernden fluvialen Tiefen- und Seitenerosion des Lechs zum Opfer. Lediglich im Bereich von Schongau sind einzelne Terrassenreste erhalten, die das Niveau der „Stufe von Schongau-Peiting“ andeuten.

5.1.6.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Im Untersuchungsgebiet ist die „Stufe von Schongau-Peiting“ erst unterhalb von Epfach ausgebildet und erstreckt sich, mit kurzen Unterbrechungen, bis südlich von Landsberg (Abb. 29 u. 30). Die drei erhaltenen Terrassenreste sind morphologisch durch eine deutliche, meist mehrere Meter hohe Unterschneidungskante von den jüngeren Terrassen abgesetzt. Der Höhenunterschied zur älteren „Stufe von Altenstadt“ sinkt von anfänglichen 8 m im Raum Denklingen auf nur wenige Dezimeter zwischen Unterdießen und Landsberg. Ursächlich hierfür ist das vergleichsweise deutlich geringere Oberflächengefälle der „Stufe von Schongau-Peiting“ (3,7 ‰) zur nächst höheren „Stufe von Altenstadt“ (5,0 ‰).

Im Gegensatz zu den älteren Niederterrassenstufen treten auf der „Stufe von Schongau-Peiting“ bereits bei Asch erste Flussrinnensysteme (*channels*) auf, die meist parallel zum Außenrand der Terrasse verlaufen. Sie sind wenige Dezimeter tief und verfügen über keine feinklastischen Füllungen. Die Entstehung der Rinnen ist ein Resultat der deutlich geringeren Talbreite (maximal 2,6 km) zur Ausbildungszeit der „Stufe von Schongau-Peiting“ (Kap. 6.1.1).

5.1.6.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Die Gesamtmächtigkeit der Quartärschotter schwankt im Bereich der „Stufe von Schongau-Peiting“ zwischen 16 bis 31 m, wobei über die Tiefenlage der Terrassenbasis keine Informationen vorliegen. Aufschlüsse, die Aussagen über das Sedimentationsbild des Terrassenkörpers ermöglichen, existieren im Untersuchungsgebiet nicht. Ein von SCHREIBER (1985) beschriebener Aufschluss ist nach der aktuellen geomorphologischen Neuaufnahme nicht mehr der „Stufe von Schongau-Peiting“ zuzuordnen. Aufgrund des verwilderten Gerinnebettmusters auf der Terrassenoberfläche ist bei der „Stufe von Schongau-Peiting“ von einem ähnlichen Sedimentationsbild wie bei den älteren Niederterrassen auszugehen.

Die Bodenbildungen dieser Stufe liefern kein weiteres Unterscheidungskriterium zu den älteren würmzeitlichen Terrassen. In ackerbaulich wenig berührten Arealen

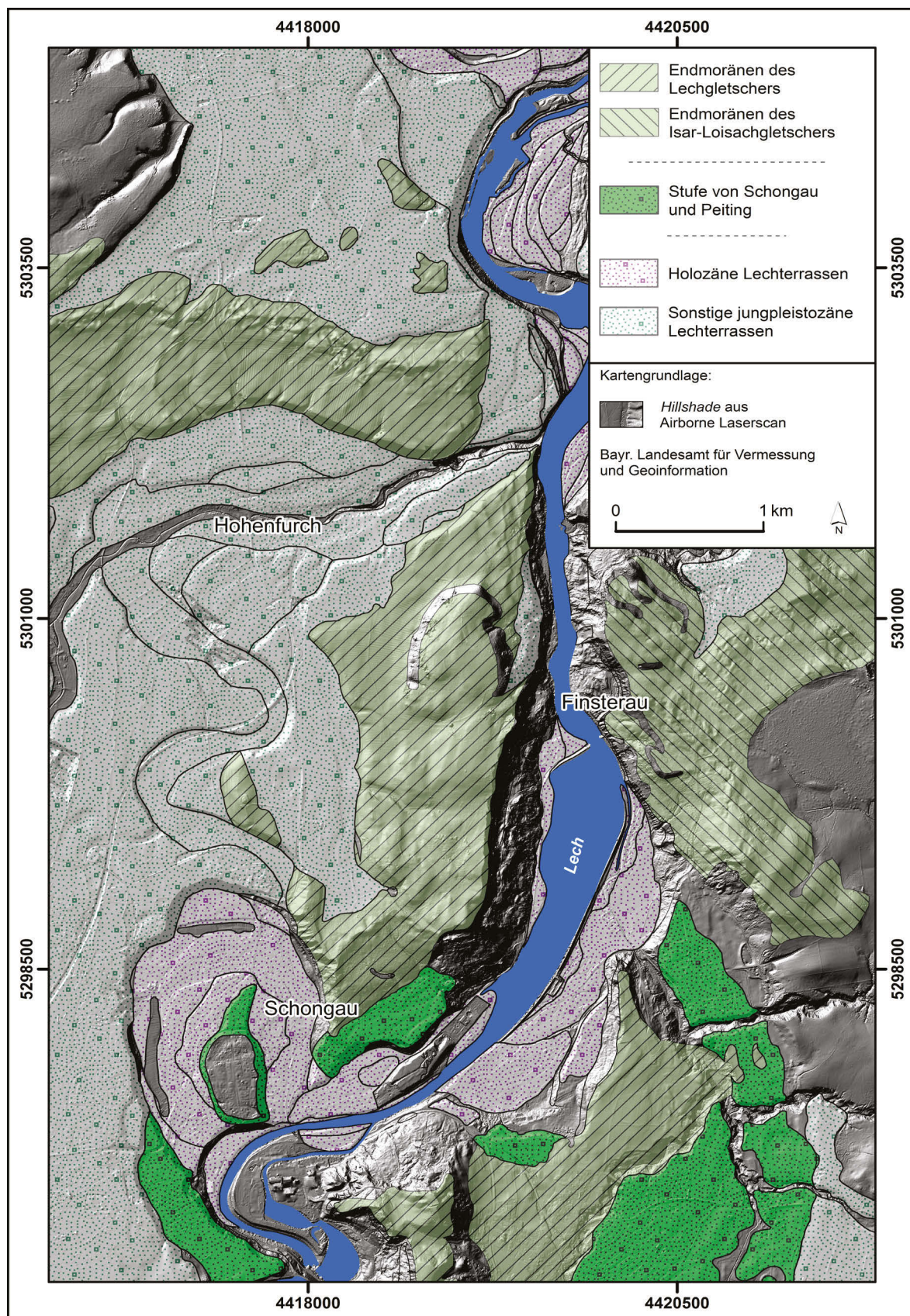


Abb. 29: Die Verbreitung der „Stufe von Schongau-Peiting“ im südlichen Talabschnitt.

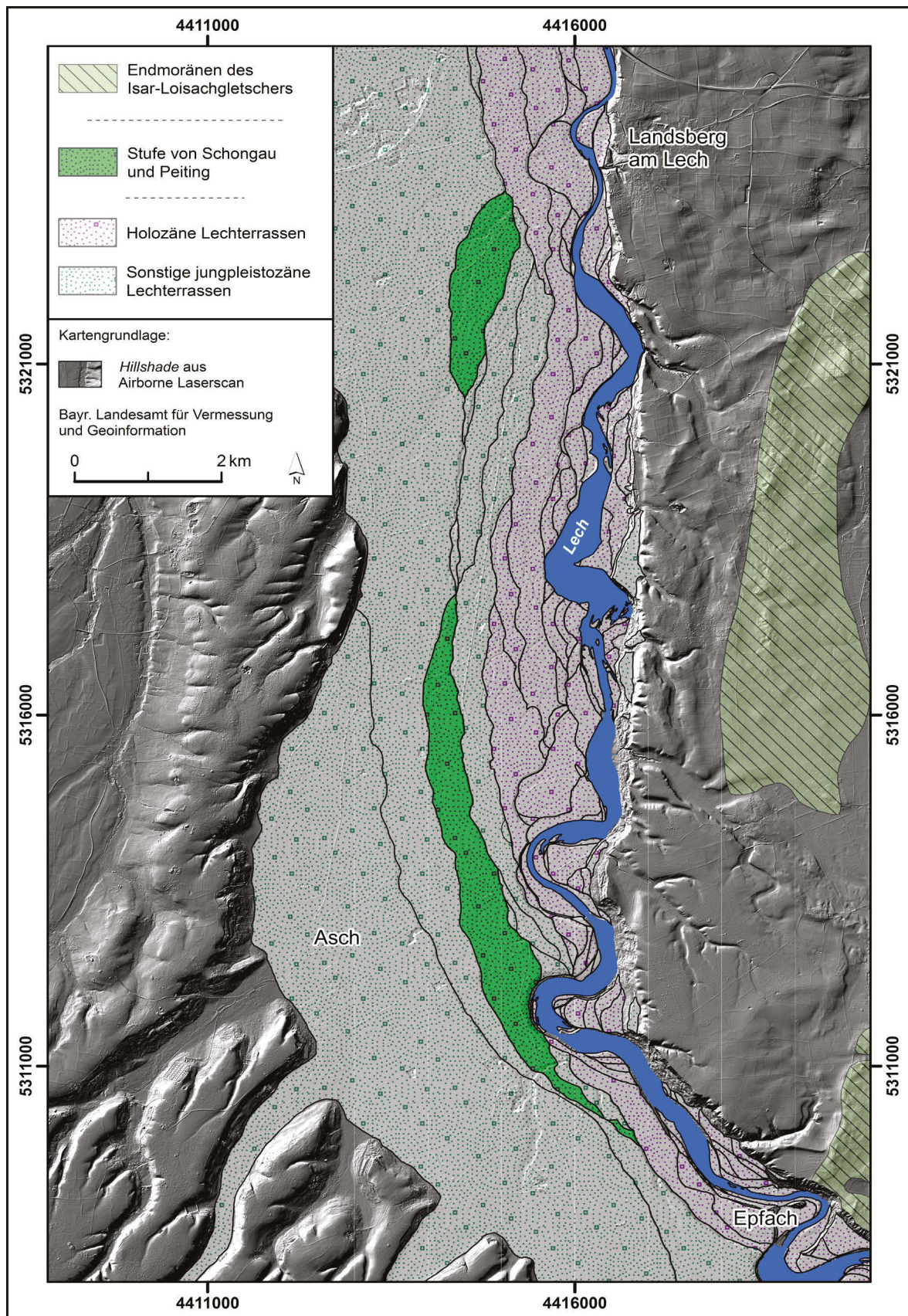


Abb. 30: Die Verbreitung der „Stufe von Schongau-Peiting“ im nördlichen Talabschnitt.

sind flach- bis mittelgründige Parabraunerden (40 – 50 cm Mächtigkeit) verbreitet (DIEZ 1968; WILKE 1975).

Die stratigraphische Einordnung der „Stufe von Schongau-Peiting“ ist aufgrund ihrer Höhenlage zwischen der späthochglazialen „Stufe von Altenstadt“ und der spätglazialen „Stufe von Unterigling“ nicht vollkommen klar definiert. Seit TROLL (1925) werden die Schotter der „Stufe von Schongau-Peiting“ mit den Jungendmoränen bei Bernbeuren verknüpft. Dementsprechend wäre von einer würmspätglazialen Altersstellung auszugehen. GROTTENTHALER (2009) ordnet unter der Annahme, dass das Hochglazial mit dem Abrücken des Eises von den Rändern der großen Zungenbecken endet, die „Stufe von Schongau-Peiting“ dem frühen Würmspätglazial zu.

5.1.7 Die Stufe von Unterigling

Die „Stufe von Unterigling“ findet ihre erste Erwähnung bei DIEZ (1968). Er vermutet eine Verknüpfung der Terrasse mit den von TROLL (1925) beschriebenen Moränen des Lechgletschers am Nordrand des Füssener Beckens („Stadium von Bernbeuern“, *sensu* SIMON 1926) und des Ammerseegletschers bei Weilheim („Ammerseestadium“, jeweils 3. Rückzugsstand). Dabei geht DIEZ (1968) fälschlicherweise davon aus, dass das „Ammerseestadium“ (vgl. Kap. 3.2) jünger als der „Weilheimer Stand“ wäre. Dem entgegen sehen KUHNERT & OHM (1973) und KUHNERT & ROHR (1975) eine Verbindung der „Stufe von Unterigling“ mit den Endmoränen bei Lechbruck („Waggeger Randlage“ *sensu* SIMON 1926). SCHÄFER (1957) bezeichnet das Niederterrassenareal bei Königsbrunn und Haunstetten, welches nach aktuellem Arbeitsstand der „Stufe von Unterigling“ angehört, als Haunstetter Niederterrasse.

5.1.7.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Im Talverlauf bis Landsberg existieren nur vier kleine Terrassenreste der „Stufe von Unterigling“ (Abb. 31). Dabei bildet das größte Fragment eine von zwei Trockentälern zerschnittene, 950 m lange Terrassenleiste zwischen Epfach und der Lechschleife bei Denklingen. Nördlich der Lechschleife setzt sich das Niveau zwar fort, wird allerdings nach etwa 500 m von der „Stufe von Friedheim“ unterschritten und damit ausgeräumt. Nur wenige Kilometer talabwärts, zwischen Unterdießen und Erpfing, stellen zwei sehr schmale Terrassenreste der „Stufe von Unterigling“ das vermittelnde Element zwischen der „Stufe von Altenstadt“ bzw. der „Stufe von Schongau-Peiting“ und der „Zwischenstufe“/„Stufe von Friedheim“ dar. Aufgrund ihrer morphostratigraphischen Lage und ihrer absoluten Höhenlage können auch diese beiden Terrassenrelikte eindeutig der „Stufe von Unterigling“ zugeordnet werden. Großflächig erhalten ist die „Stufe von Unterigling“ etwa 8,5 Talkilometer weiter nördlich bei Kaufering. Dort wur-

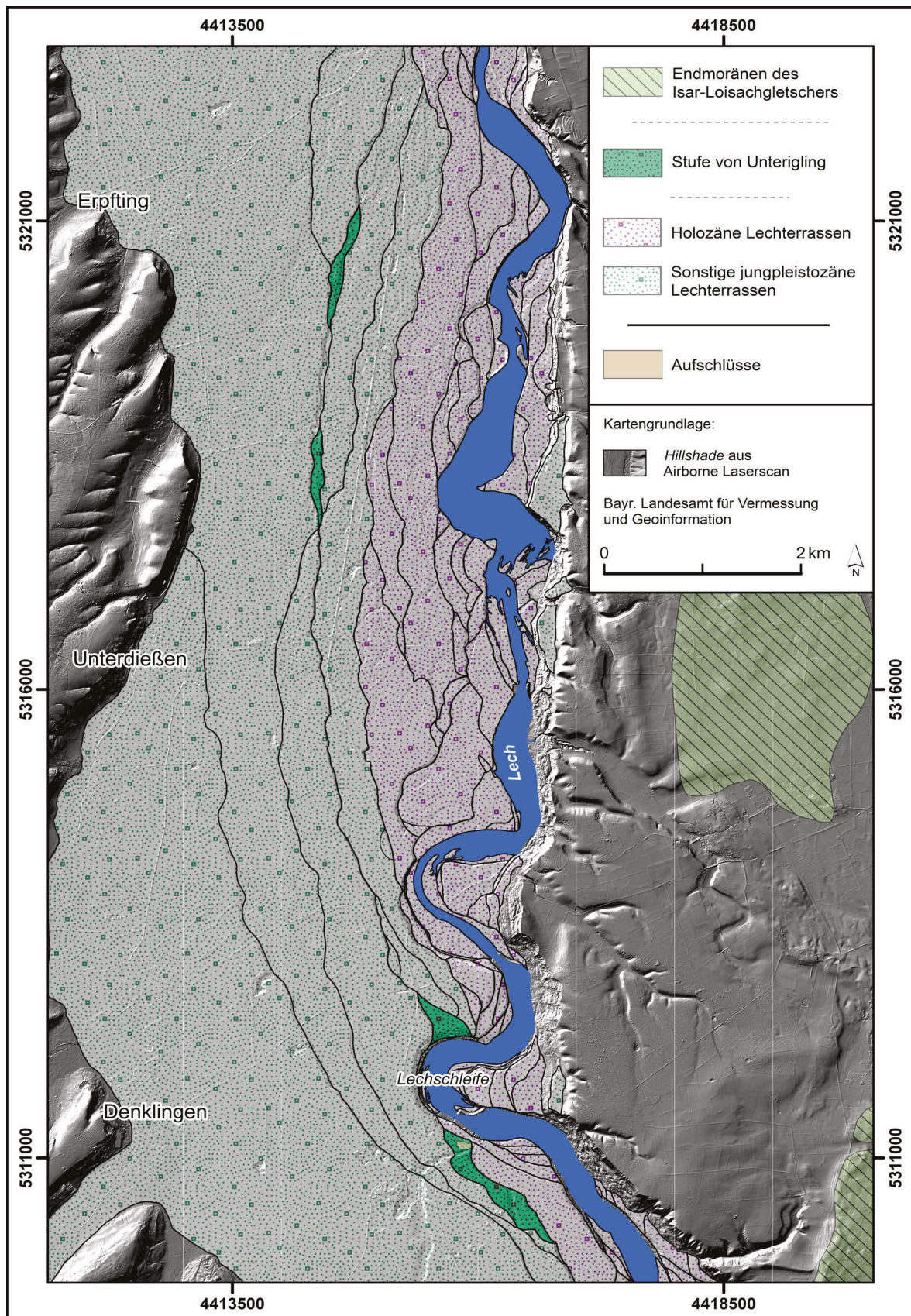


Abb. 31: Die Verbreitung der „Stufe von Unterigling“ im südlichen Talabschnitt.

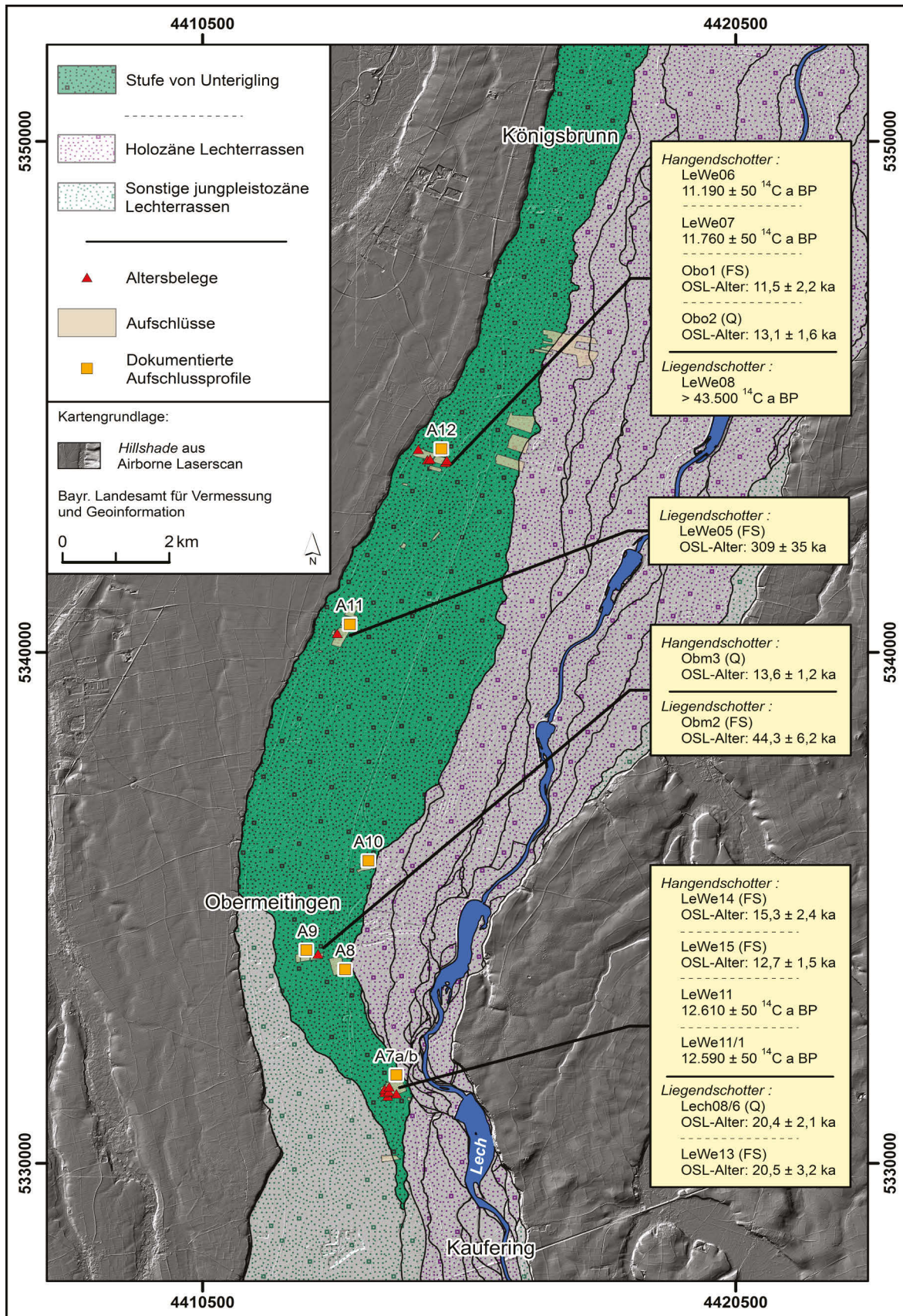


Abb. 32: Die Verbreitung der „Stufe von Unterigling“ im nördlichen Talabschnitt.

de die „Stufe von Altenstadt“ zugunsten der „Stufe von Unterigling“ sukzessive erodiert (Abb. 32 u. 59). Letztere dominiert ab Obermeitingen nach der vollständigen Ausräumung der „Stufe von Altenstadt“ das gesamte westliche Lechtal bis an das nördliche Ende des Untersuchungsgebietes bei Königsbrunn (Abb. 32). Diese in der Literatur oft als Lechfeld bezeichnete Schotterebene, ist bereichsweise bis zu 3,5 km breit. Sie wird westlich von der bis zu 11 m höher gelegenen, lössbedeckten mittelpleistozänen Augsburger Hochterrasse begrenzt, östlich wird sie vorwiegend von alt- und mittelholozänen Lechterrassen flankiert (Abb. 60).

Das Oberflächengefälle der „Stufe von Unterigling“ kann aufgrund ihrer Fragmentierung südlich von Landsberg nur schwer bestimmt werden. Da sich das Oberflächenniveau zur höheren „Stufe von Schongau-Peiting“ von 5 m bei der Lechschleife auf nur wenige Dezimeter bei Erpfting verringert, muss es jedoch geringer sein als 3,7 ‰. Das Gefälle des Terrassenfeldes (Lechfeld) zwischen Kaufering und Königsbrunn beträgt etwa 3,4 ‰ und ist damit etwas höher als bei den benachbarten holozänen Stufen. Das hat eine Verringerung der Terrassenkantenhöhe zu letztgenannten von 3 auf 1 m zur Folge. Zudem ist die Schotteroberfläche um etwa 1 ‰ zum westlichen Talrand hin geneigt.

Aufgrund der bereits genannten starken Zerstückelung der „Stufe von Unterigling“ bis Landsberg am Lech kann keine verwertbare Aussage über etwaige Gerinnestrukturen auf der dortigen Terrassenoberfläche getroffen werden. Auf dem Lechfeld sind die westlichen Areale von wenigen Dezimeter mächtigen verschwemmten Lössen der Augsburger Hochterrasse maskiert, daraus resultierend sind keine Rinnenstrukturen an der Terrassenoberfläche erkennbar. Die zentralen und östlichen Bereiche des Lechfeldes hingegen zeigen in unbebauten Arealen ein weit verzweigtes Netz ehemaliger Flussrinnen. Diese verlaufen mäandrierend, meist parallel zum westlichen Außenrand der Terrasse, vereinzelt sind sie auch SW-NE orientiert. Der im Lechfeld weit verbreiteten ackerbaulichen Nutzung ist die Tatsache geschuldet, dass Informationen über etwaige klastische Füllungen der Rinnen fehlen.

Die eingangs angesprochenen Trockentäler östlich von Denklingen bedürfen einer gesonderten Betrachtung. Beide Trockentäler sind unter Dauerfrostbedingungen und der damit verbundenen Plombierung der Schotteroberfläche entstanden. Sie entstammen somit mindestens der jüngeren Dryaszeit. Die beiden Wurzelzonen des nördlichen Trockentales liegen auf der Hauptniederterrasse (siehe Kap. 5.1.2). Im weiteren Verlauf werden die „Stufe von Altenstadt“, die „Stufe von Schongau-Peiting“ und die „Stufe von Unterigling“ vom Talsystem zerschnitten. Alle jüngeren Terrassen (u. a. „Epfachstufen“) werden von der Zertalung nicht tangiert.

Das bis zu 50 m breite, etwas südlicher gelegene Trockental (Abb. 31), ist bis zu 7 m in die umgebenden Schotter eingetieft und besitzt einen ebenen Talboden. Die Wur-

zelzone des Trockentales scheint auf der „Stufe von Unterigling“ gelegen zu haben, kann aber wegen der nachfolgenden Unterschneidung der Terrasse im Holozän nicht mehr nachvollzogen werden. Da am Talausgang, an der Unterschneidungskante zur „Oberen Epfachstufe“, kein Schwemmfächer nachgewiesen werden kann, hat die Aktivitätsphase des Tales spätestens mit der Ausbildung der altholozänen „Oberen Epfachstufe“ geendet.

5.1.7.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Während Informationen über die Mächtigkeit des quartären Kieskörpers im südlichen Untersuchungsabschnitt spärlich sind, steht für das Lechfeld ein feinmaschiges Bohrraster zur Verfügung. Demnach unterliegen die Quartärmächtigkeiten dort starken Schwankungen zwischen 5 und 24 m. Während die Tiefenlage der Terrassenbasis im südlichen Untersuchungsabschnitt aufgrund fehlender Aufschlüsse nicht bekannt ist, liegt sie im nördlichen Untersuchungsgebiet nach Aufschlussbeobachtungen bei maximal 4 m.

Im nördlichen Kartiergebiet zeigt eine große Zahl von Aufschlüssen (A7a/b Kling (Abb. 33 u. 34), A8 Obermeitingen SE (Abb. 35), A9 Rinderle (Abb. 36), A10 „Alte Schachtel“ (Abb. 37), A11 Graben N (Abb. 38), A12 Oberrottmarshausen S (Abb. 39)) einen mehrere Meter mächtigen, von einer meist schluffig-sandigen Matrix gestützten, horizontal geschichteten hangenden Schotterkörper aller Korngrößen. Im Gegensatz

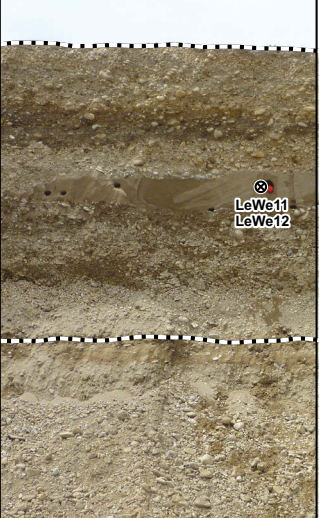
Kiesgrube Kling		TK 25 Blattnummer: 7831 Egling	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 13 896 ± 4	H: 53 31 346 ± 4	Geländehöhe: 577 m ü. NN ± 1 m		
Stufe von Unterigling		W-Wand	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Aufnahme: 06.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden, teilweise auch Hangendschotter, abgeschoben	
			Horizontal geschichteter Schotterkörper; vereinzelt Blöcke (max. 0,2 m Durchmesser); vereinzelt Sandlinsen und Mergelschollen: Schneckenschalen aus Mergelscholle AMS ¹⁴ C-beprobte bei 3,5 m u. GOK (LeWe11: 12.610 ± 50 a BP; LeWe11/1: 12.590 ± 50 a BP)	Spätglazialer Flussschotter der Stufe von Unterigling
			siehe Aufschlussprofil A7b	siehe Aufschlussprofil A7b

Abb. 33: Aufschlussprofil der Kiesgrube A7 (a) Kling.




Kiesgrube Rinderle		TK 25 Blattnummer: 7830 Schwabmünchen	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 12 529 ± 5	H: 53 34 077 ± 5	Geländehöhe: 568 m ü. NN ± 1 m	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Stufe von Unterigling		NE-Wand		
Aufnahme: 06.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	Spätglazialer Flussschotter der Stufe von Unterigling
			Sehr schwach geschichteter bis leicht horizontal geschichteter Schotterkörper; bereichsweise Blöcke	
			Diskordanz	Diskordanz
			Trog- bis kreuzgeschichteter Schotterkörper; bereichsweise Skelettschotterschichten in Wechsellagerung mit Schotter in sandig-schluffiger Matrix; Blöcke (max. 0,2 m Durchmesser); ausgeprägte Sandlinse (Höhe: 0,6 m, Breite: 5 m) bei 7,1 m u. GOK	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter der Stufe von Altenstadt (?)
				

Abb. 36: Aufschlussprofil der Kiesgrube A9 Rinderle.



Kiesgrube "Alte Schachtel"		TK 25 Blattnummer: 7831 Egling	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 13 407 ± 3	H: 53 35 743 ± 3	Geländehöhe: 563 m ü. NN ± 1 m	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Stufe von Unterigling		N-Wand		
Aufnahme: 07.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	
			Sehr schwach geschichteter Schotterkörper; sehr blockreich <i>Diskordanz</i>	Spätglazialer Flussschotter der Stufe von Unterigling <i>Diskordanz</i>
			Horizontal geschichteter, bereichsweise trog- bis kreuzgeschichteter, Schotterkörper; teilweise matrixfrei; vereinzelt Blöcke (max. 0,12 m Durchmesser) in allen Tiefenlagen; Sandlinsen (max. Höhe: 0,2 m, Breite: 2,75 m), teilweise mit Kieseinschaltungen, in allen Tiefenlagen	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter der Stufe von Altenstadt (?)
			Schutthalde	

Abb. 37: Aufschlussprofil der Kiesgrube A10 „Alte Schachtel“.

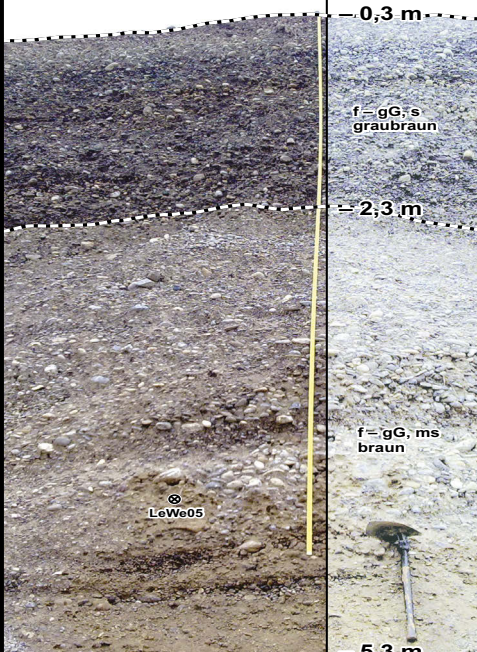
Kiesgrube Graben N		TK 25 Blattnummer: 7830 Schwabmünchen	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 12 979 ± 3	H: 53 40 404 ± 3	Geländehöhe: 554 m ü. NN ± 1 m		
Stufe von Untergrübling		E-Wand	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Aufnahme: 15.07.2009			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	
			Sehr schwach geschichteter bis leicht horizontal geschichteter Schotterkörper; matrixarm; vereinzelt Blöcke	Spätglazialer Flussschotter der Stufe von Untergrübling
		 Diskordanz Diskordanz
			Trog- bis kreuzgeschichteter Schotterkörper; bereichsweise Skelettschotter-schichten; bereichsweise mittelsandige Lagen; Blöcke in allen Tiefenlagen (max. 0,17 m Durchmesser); vereinzelt Sandlinsen: Sandlinse OS�-beprobte bei 4,3 m u. GOK (LeWe05 (FS): 309 ± 35 ka)	Mittelpleistozäner Schmelzwasserschotter der Augsburger Hochterrasse (?)

Abb. 38: Aufschlussprofil der Kiesgrube A11 Graben N.

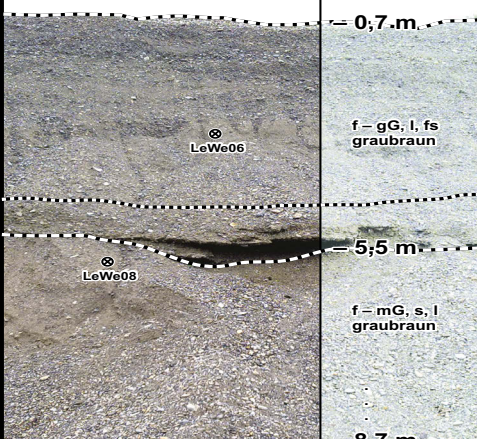
Kiesgrube Oberrottmarshausen S		TK 25 Blattnummer: 7731 Mering	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 15 043 ± 3	H: 53 43 800 ± 3	Geländehöhe: 533 m ü. NN ± 1 m		
Stufe von Untergrübling		N-Wand	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Aufnahme: 16.07.2009			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	
			Horizontal geschichteter bis troggeschichteter Schotterkörper; selten matrixfreie Schichten; bereichsweise Blöcke; teilweise mehrfach gebankte Nagelfluhschichten (max. Mächtigkeit: 1,5 m, zumeist mit aufliegender Blocklage); Holzhäcksel aus Mergelscholle AMS ¹⁴ C-beprobte bei 3,5 m u. GOK (LeWe06: 11.190 ± 50 a BP)	Spätglazialer Flussschotter der Stufe von Untergrübling
			Nagelfluhbank bei ca. 4,5 m – 5,5 m u. GOK bildet Basis des Hangendschotterkörpers	
		 Diskordanz Diskordanz
			Trog- bis kreuzgeschichteter Schotterkörper; Wechsellagerung von Skelettschotter und Fein – Mittelkies in sandig – lehmiger Matrix; Schnecken- schale AMS ¹⁴ C-beprobte bei 5,7 m u. GOK (LeWe08: > 43.500 a BP)	mind. mittelwürmzeitlicher, vermutlich mittelpleistozäner Schmelzwasserschotter der Augsburger Hochterrasse (?)
			Schutthalde	

Abb. 39: Aufschlussprofil der Kiesgrube A12 Oberrottmarshausen S.

zu den hochglazialen und späthochglazialen Schmelzwasserschottern sind in den bis zu 5,5 m mächtigen hangenden Flusskiesen der „Stufe von Unterigling“ Mergelschollen mit Resten von Schneckenschalen und Holzhäckseln eingelagert. Die Basis des Kieskörpers bildet zumindest streckenweise eine Grobkies- bis Blocklage. Die mindestens 5 m mächtigen liegenden Lechablagerungen setzen sich aufgrund ihres ausgeprägten trog- bis kreuzgeschichteten Sedimentationsbildes deutlich vom Hangenden ab. Auffallend ist weiterhin eine Wechsellagerung von matrixfreien und meist von lehmigen Bändern durchzogenen matrixreichen Fein- bis Mittelschotterpartien. Sandlinsen verschiedener Ausdehnung kennzeichnen Bereiche verlangsamer Strömungsgeschwindigkeit. Das Gesamterscheinungsbild des Liegendschotters entspricht damit dem der hochglazialen und späthochglazialen Terrassen.

Die maximale Bodenentwicklung in Form von Parabraunerden (DIEZ 1968, WILKE 1975) entspricht weitgehend der auf den älteren Niederterrassen, jedoch fällt die Entwicklungstiefe mit maximal 30 cm etwas geringer aus. Lokal sind flachgründige Braunerden mit beginnender Tondurchschlammung anzutreffen.

Die von DIEZ (1968) vermutete Verknüpfung der „Stufe von Unterigling“ mit Vorlandmoränen (s. o.), kann auf Basis der aktuellen Tallängsprofile (Abb. 14. u. 14) nicht bestätigt werden. AMS ^{14}C -Datierungen aus verschiedenen Aufschlüssen an Fragmenten, von in ihrem Kieskörper in 1 bis 4 m Tiefe eingelagerten Schneckenschalen und Holzhäckseln, bestätigen eine spätglaziale Altersstellung der „Stufe von Unterigling“ (Tab. 4: LeWe07: 11.760 ± 50 ^{14}C BP; LeWe06: 11.190 ± 50 ^{14}C BP; LeWe11: 12.610 ± 50 ^{14}C BP; LeWe11/1: 12.590 ± 50 ^{14}C BP). Dies wird zudem durch OSL-Datierungen an Sandlinsen in den Kiesgruben A8 Obermeitingen SE, A7 Kling und A12 Oberrottmarshausen gestützt (Tab. 5: Obm3: $13,6 \pm 1,2$ ka, Obo1: $11,5 \pm 2,2$ ka, Obo2: $13,1 \pm 1,6$ ka, LeWe15: $12,7 \pm 1,5$ ka, LeWe14: $15,3 \pm 2,4$ ka).

Numerische Altersbelege aus den liegenden Schotterkörpern zeigen unterschiedliche Ergebnisse. OSL-Datierungen aus der Kiesgrube A7 Kling ergaben Alter von $20,4 \pm 2,1$ ka (Tab. 5: Lech08/6) bzw. $20,5 \pm 3,2$ ka (Tab. 5: LeWe13) und deuten damit auf eine Ablagerung des dortigen Liegendschotters im Hochglazial hin. Eine OSL-Datierung aus der Kiesgrube A8 Obermeitingen SE (Tab. 5: Obm2: $44,3 \pm 6,2$ ka), knapp oberhalb der Quartärbasis, lässt ein mittelwürmzeitliches Alter des Basisschotters vermuten. AMS ^{14}C -Datierungen an Schneckenschalen (Tab. 4: LeWe02 und LeWe08: > 43.500 ^{14}C BP) sowie eine OSL-Datierung (Tab. 5: LeWe05: 309 ± 35 ka) aus den Liegendschottern der weiter nördlich und nur wenige Meter von der Augsburger Hochterrasse entfernt gelegenen Kiesgruben A11 Graben N und A12 Oberrottmarshausen S, deuten ein mindestens mittelwürm- bzw. rißzeitliches Alter derselben an. Vermutlich handelt es sich dort um Schmelzwasserschotter der Augsburger Hochterrasse.

5.1.8 Die Zwischenstufe und die Stufe von Friedheim

Sowohl die „Zwischenstufe“ als auch die „Stufe von Friedheim“ wurden erstmalig von DIEZ (1968) beschrieben. Die aus der von Lokalnamen geprägten Nomenklatur abweichende Bezeichnung „Zwischenstufe“ begründet DIEZ (1968) damit, dass dieselbe bei ihrer stratigraphischen Einordnung bereits nach 1 km in der „Stufe von Friedheim“ aufgeht und im weiteren Talverlauf nicht mehr nachvollziehbar ist. Sie bildet nach seiner Darstellung also lediglich ein lokales Terrassenrelikt.

5.1.8.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Beide Terrassen treten erstmals nördlich der Lechschleife auf (Abb. 40). Im Gegensatz zur Darstellung von DIEZ (1968) tritt die höher gelegene „Zwischenstufe“ zwischen Unterdießen und dem südlichen Stadtrand von Landsberg am Lech allerdings erneut in Erscheinung (Abb. 40). Dort bildet sie eine knapp 5,5 km lange Terrassenfläche mit einem Talgefälle von 3,4 ‰, die durch eine nur wenige Dezimeter hohe Kante, die parallel zur heutigen B 17 verläuft, von der jüngeren „Stufe von Friedheim“ abgesetzt wird. Auffallend ist dabei, dass die oft recht unscharf gezeichnete Umrahmung der „Zwischenstufe“ erstmalig einen mäandrierenden Verlauf aufweist.

Die „Stufe von Friedheim“ besitzt wie die „Zwischenstufe“ ein Talgefälle von 3,4 ‰ und erstreckt sich ohne Unterbrechung von der Lechschleife bis zum Südrand von Landsberg. Dort wurde sie, wie auch die „Zwischenstufe“, vom altholozänen Lech vollständig erodiert.

Unterhalb von Landsberg gleichen sich die Oberflächenniveaus beider Lechterrassen auf nur wenige Zentimeter an, so dass alle weiteren Terrassenreste nicht weiter der jeweiligen Stufe zugeordnet werden können. Lokal betrifft das sowohl den alten Ortskern der Ortschaft Kaufering an der östlichen Lechleite als auch Teile des Gewerbegebietes zwischen Landsberg und Kaufering (Abb. 40). Gleiches gilt für eine sehr schmale Terrassenleiste bei Hurlach, die gleichzeitig das nördlichste Terrassenfragment darstellt (Abb. 40). Von der Höhenlage ihrer Terrassenoberflächen bleiben beide Lechterrassen sowohl von den hochwürmzeitlichen Niederterrassen, der spätglazialen „Stufe von Unterigling“ als auch von den holozänen Lechterrassen im gesamten Talverlauf deutlich abgesetzt.

Das Oberflächengefälle (3,4 ‰) ist geringer als bei allen würmzeitlichen Terrassen. Dementsprechend weicht auch das Gerinnebettmuster auffallend von dem der älteren Terrassen ab. Alle Rinnen kennzeichnet ein ausgeprägter mäandrierender Verlauf. Gerinnebettkreuzungen sind vergleichsweise weniger vorhanden. Die vereinzelt bis zu

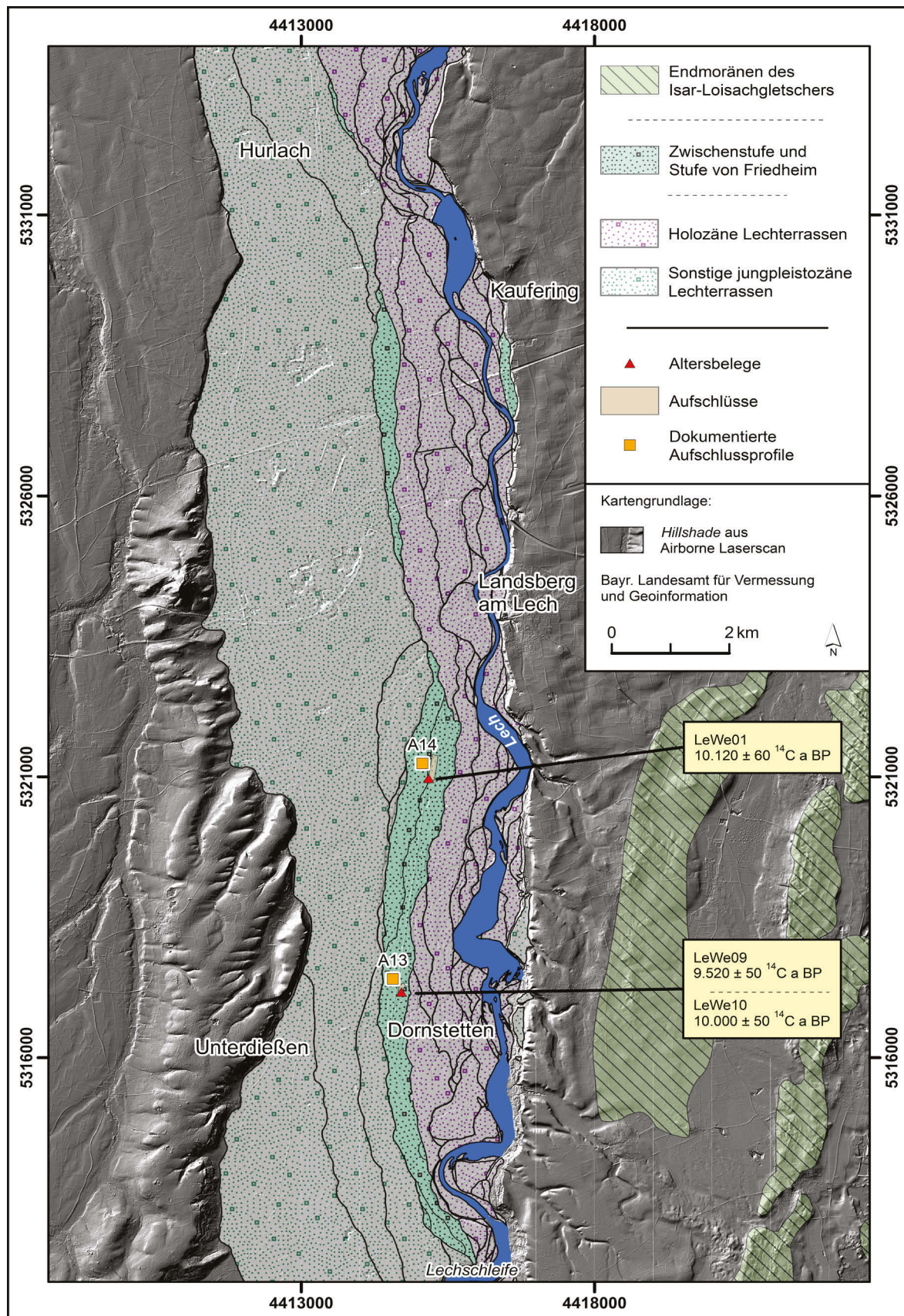


Abb. 40: Die Verbreitung der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“.

1 m in die Terrassenoberfläche eingetieften Channels verlaufen SSW-NNE orientiert, seltener auch parallel zum Außenrand der Terrasse. Feinklastische Rinnenfüllungen konnten auf der gesamten Terrassenfläche nicht nachgewiesen werden.

5.1.8.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Die Quartärbasis liegt mit 18 bis 23 m unter Geländeoberkante in einer ähnlichen Tiefenlage wie bei der „Stufe von Unterigling“. Die Basis ihrer Terrassenkörper kann anhand von Bohrungen nicht bestimmt werden. Informationen über das Schichtungsbild der „Stufe von Friedheim“ lieferten ein Bauaufschluss an der neuen Trassenführung der B 17 (Abb. 41: A14 Landsberg S) am südlichen Stadtrand von Landsberg und ein Aufschluss (Abb. 42: A13 Dornstetten NW) im Truppenübungsgelände der Bundeswehr nahe Dornstetten.

Das Sedimentationsbild beider Aufschlüsse ähnelt auffallend dem der „Stufe von Unterigling“. So zeigen die Aufschlusswände beider Aufschlüsse eine Stapelung zweier Schotterkörper (Abb. 41 u. 42). Der hangende Kieskörper zeigt schwach horizontal bis ungeschichtete Mittel- bis Grobkiese in sandiger Matrix. Neben einem hohen Anteil an Blöcken treten auch Mergelschollen auf, die nicht selten eingelagerte Reste von Schneckenschalen aufweisen. Die Mächtigkeit des hangenden Kieskörpers beträgt im Bauaufschluss A14 Landsberg S etwa 1 Meter, im Aufschluss A13 Dornstetten NW im Truppenübungsgelände erreicht er knapp 2 m. Der in beiden Kiesgruben ebenfalls identische liegende Schotterkörper wird von Mittel- bis Grobkiesen dominiert, die in kreuz- und troggeschichteter Lagerung vorliegen. Kennzeichnend ist eine ausgeprägte Wechsellagerung matrixfreier (Skelettschotter) und matrixreicher Bereiche. In den matrixfreien, meist gut sortierten Schichten überwiegen Feinkiese. In den von Grob- bis Mittelkiesen dominierten matrixreichen Schichten bilden vor allem Sande und Schluffe das Zwischenmittel, tonige Schichten sind oft nur an der Basis von Sandlinen anzutreffen. Blöcke sind selten vorzufinden. Das Erscheinungsbild des liegenden Schotterkörpers zeigt, ebenso wie das des Liegenden der „Stufe von Unterigling“, ein typisches glazifluviales Schichtungsbild, wie es von den Ablagerungen der hoch- bis späthochglazialen Lechterrassen bekannt ist.

Auf den maximal 35 cm mächtigen Deckschichten der beiden Lechterrassen sind erstmalig keine Parabraunerden (SCHREIBER 1985) verbreitet. Es treten meist zu Pararendzinen degradierte Braunerden auf, deren Solummächtigkeiten zwischen 20 und 30 cm schwanken. Spuren bereits einsetzender Tondurchschlämmung (DIEZ 1968) konnten ebenso wenig nachgewiesen werden, wie ein frostbedingtes Eingreifen des Solums in den Untergrund.

Die „Zwischenstufe“ und die „Stufe von Friedheim“ werden sowohl von DIEZ (1968) als auch von SCHREIBER (1985) in das Spätglazial gestellt. AMS ^{14}C Datierungen an

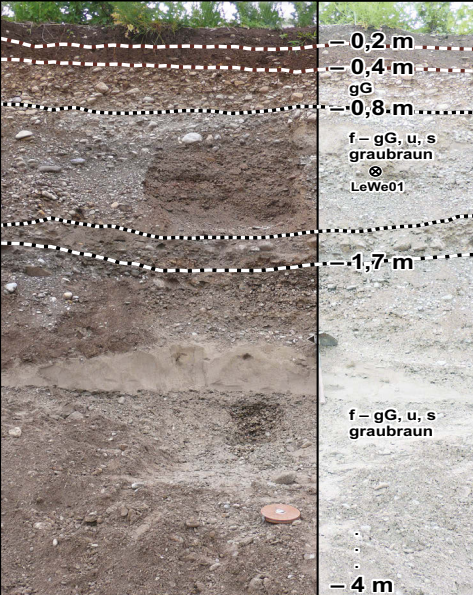
Kiesgrube Landsberg S		TK 25 Blattnummer: 7931 Landsberg a. L.	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 15 232 ± 4	H: 53 21 373 ± 4	Geländehöhe: 613 m ü. NN ± 1 m		
Stufe von Friedheim		W-Wand		
Aufnahme: 07.06.2008			Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Ap; U; mit G; humos; dunkelbraun, k'	Degradierte Parabraunerde
			Bt; T; u; mit G; rotbraun, k	
			Cv; in den Schotter eingreifender schluffiger Ton, rotbraun	
			Sehr schwach geschichteter bis horizontal geschichteter Schotterkörper; sehr blockreich; bereichsweise Mergelschollen: Schneckenschale aus Mergelscholle AMS ¹⁴ C-beprobte bei 1,5 m u. GOK (LeWe01: 10.120 ± 60 a BP)	Spätglazialer Flussschotter der Stufe von Friedheim
			Blockreiche Lage (in weiten Arealen)	Basisblocklage
			<i>Diskordanz</i>	<i>Diskordanz</i>
			Trog- bis kreuzgeschichteter, bereichsweise horizontal geschichteter, Schotterkörper; teilweise matrixfrei; vereinzelt Blöcke (max. 0,12 m Durchmesser) in allen Tiefenlagen; Sandlinse (max. Höhe: 0,4 m, Breite: 2,75 m) bei 3,35 m u. GOK	Glazifluvialer Schotterkörper
			Schutthalde	

Abb. 41: Aufschlussprofil der Kiesgrube A14 Landsberg S.


Kiesgrube Dornstetten NW		TK 25 Blattnummer: 8031 Denklingen	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein & G. Schellmann Universität Bamberg	
R: 44 14 707 ± 4	H: 53 17 171 ± 4	Geländehöhe: 626 m ü. NN ± 1 m		
Stufe von Friedheim		E-Wand		
Aufnahme: 14.07.2009			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	
			Sehr schwach geschichteter bis schwach horizontal geschichteter Schotterkörper; bereichsweise Feinkies; sehr blockreich (max. 0,25 m Durchmesser); Kiese kaum eingeregelt; bereichsweise Mergelschollen: Schneckenschale aus Mergelscholle AMS ¹⁴ C-beprobte bei 1,3 m u. GOK (LeWe09: 9.520 ± 50 a BP; LeWe10: 10.000 ± 50 a BP)	Spätglazialer Flussschotter der Stufe von Friedheim
			<i>Diskordanz</i>	<i>Diskordanz</i>
			Trog- und kreuzgeschichteter Schotterkörper; weiträumige Skelettschotterareale; vereinzelt Blöcke; ausgeprägte Sandlinse (Höhe: 0,2 m, Breite: 4 m) bei ca. 5,7 m u. GOK	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter

Abb. 42: Aufschlussprofil der Kiesgrube A13 Dornstetten NW.

Fragmenten von Schneckenschalen aus Mergelschollen (Tab. 4) ergaben für die „Stufe von Friedheim“ Alterswerte von 10.120 ± 60 ^{14}C BP (LeWe01), 10.000 ± 50 ^{14}C BP (LeWe10) und 9.520 ± 50 ^{14}C BP (LeWe09). Während die ersten beiden Altersdaten eine Altersstellung im ausgehenden jüngeren Dryas vermuten lassen, deutet die dritte Datierung (LeWe09) ein präboreales Alter an. Da beide Lechterrassen morphostratigraphisch eindeutig älter als die präborealen „Epfachstufen“ sind, werden sie in das ausgehende Spätglazial gestellt. Aufgrund eines möglichen Reservoireffekts der datierten Schneckenschalen (Kap. 4.6), ist eine präboreale Altersstellung jedoch nicht auszuschließen.

5.2 Die alt- und mittelholozänen Lechterrassen

Die bereits im Späthochglazial einsetzende Tendenz des Lechs, das durch die glazialen Schotter stark überhöhte Gefälle wieder auszugleichen, setzte sich im südlichen Talraum bis Denklingen, auch im Postglazial unvermindert fort. Aufgrund der relativ geringen Talbreite im oberen Lechtal erodierte der bereits seit dem Altholozän im Talabschnitt Kinsau-Asch stark mäandrierende Lech immer wieder große Areale seiner holozänen Terrassentreppe. In Folge dieser stufenweisen Eintiefung des Lechs entstanden mindestens sieben bis zu 23 Gesamthöhenmeter umfassende, treppenartig angeordnete alt- bis mittelholozäne Terrassenniveaus, die jedoch in keinem Talabschnitt in vollständiger Abfolge erhalten sind. Da sich im südlichen Talabschnitt die Höhenlagen der Terrassenoberflächen weiterhin durch mehrere Meter hohe Stufen unterscheiden, können auch sehr kleine Terrassenfragmente morphostratigraphisch eindeutig zugeordnet werden.

Weiter talabwärts beginnt sich jedoch das Erscheinungsbild der alt- bis mittelholozänen Terrassen als ausgeprägte Terrassentreppe zu wandeln. Insbesondere mit der stark zunehmenden Talbreite des Lechtals nördlich der Staustufe 18 bei Kaufering und der damit einhergehenden verstärkten Abnahme des Talgefälles bilden sämtliche holozänen Lechterrassen mehr und mehr großflächige Terrassenareale, die den Lech über viele Kilometer flankieren.

5.2.1 Die Epfachstufen

Die Terrassenniveaus der heute als „Epfachstufen“ bezeichneten Lechterrassen fanden ihre erste Nennung bei TROLL (1926). Er bezeichnete beide Terrassen als „Kinsauer“- und „Apfeldorfer Stufe“, KNAUER (1929), kurze Zeit später, als „Kinsau-Spöttinger“- und „Epfacher Stufe“. Erst BRUNNACKER (1964) benannte die zwei Lechterrassen im Zuge seiner Arbeiten am nahe gelegenen Lorenzberg nach der auf ihnen liegenden Ortschaft Epfach, wobei deren westlicher Teil auf der „Oberen Epfachstufe“ und deren

östlicher Teil auf der etwa 1,5 m niedrigeren „Unteren Epfachstufe“ liegt. Alle späteren Bearbeiter lehnten sich an BRUNNACKERS (1964) Nomenklatur an.

5.2.1.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Beide „Epfachstufen“ sind in weiten Arealen im gesamten Untersuchungsgebiet anzutreffen (Abb. 43. u. 44). GROTTENTHALER (2009) beschreibt ein Auftreten beider „Epfachstufen“ beim Lechdurchbruch durch den würmzeitlichen Jungendmoränen-gürtel bei Hohenfurch. Dort repräsentieren zwei schmale Terrassenreste sowohl die „Obere“- als auch die „Untere Epfachstufe“ (Abb. 43). Neben den Ortsbereichen von Apfeldorf und Kinsau bilden die beiden Terrassen am *locus typicus* bei Epfach einen etwa 400 m schmalen und 3,7 km langen Terrassenstreifen (Abb. 43). Zwischen Seestall und Pitzling sind ebenfalls beide Terrassen auf mehrere Kilometer nebeneinander ausgebildet (Abb. 43). Weiter talabwärts, im Talraum zwischen Landsberg bis Staustufe 18 bei Kaufering und der Kolonie Hurlach bis Lagerlechfeld, ist lediglich die „Untere Epfachstufe“ großflächig erhalten. Sie bildet im Stadtgebiet von Landsberg das morphologisch vermittelnde Element zwischen der 7 m höheren späthochwürmzeitlichen „Stufe von Altenstadt“ und der 14 m niedrigeren mittelalterlichen „Jüngeren Auenstufe“ (Abb. 44. u. 60). Als sehr schmale Terrassenstreifen setzen beide „Epfachstufen“ etwa 7,5 km talabwärts am westlichen Talrand bei Unterbergen an. Die „Obere Epfachstufe“, von drei Schwemmfächern bedeckt, läuft bereits nach wenigen hundert Metern am Talhang aus. Die „Untere Epfachstufe“ verläuft zunächst parallel zur „Oberen Epfachstufe“. Nach deren Ausräumung bildet sie anfangs ebenfalls eine schmale Terrasse am Talrand, die dann bei Mering, mit der Einmündung der Paar, auf über 2 km Breite anwächst und bis Kissing das östliche Lechtal dominiert (Abb. 44). Die Terrassenoberfläche der „Unteren Epfachstufe“ fällt dort zum Talrand hin um bis zu 3 m ein. Dementsprechend verläuft die Paar an deren tiefsten Punkt, direkt unterhalb des Talhangs.

Das Oberflächengefälle der „Epfachstufen“ schwankt zwischen 2,7 ‰ und 3,0 ‰ und ist damit geringer als bei den hoch- bis spätglazialen Lechterrassen.

Erste Informationen über das flussmorphologische Erscheinungsbild zur Entstehungszeit der Epfachterrassen gibt der Außenrand der „Unteren Epfachstufe“ zur „Oberen Epfachstufe“ direkt am *locus typicus*. Jener Terrassenaußenrand wird von zwei weit ausladenden Mäandern gebildet, deren Sohlen bis zu 1 m in die Oberfläche der „Unteren Epfachstufe“ eingetieft sind. Gemessen an der heutigen Breite des Lechs ist zumindest an dieser Lokalität von einem flussmorphologischen Erscheinungsbild auszugehen, das von nur einem mäandrierenden Hauptstrom geprägt wurde. Ausgedehnte Gerinnebettmuster prägen erst nördlich von Seestall die Geländeoberkanten beider Terrassen. Dort ähneln sie dem der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“. Die schmalen, nur wenigen Meter breiten Rinnen mäandrieren und sind über-

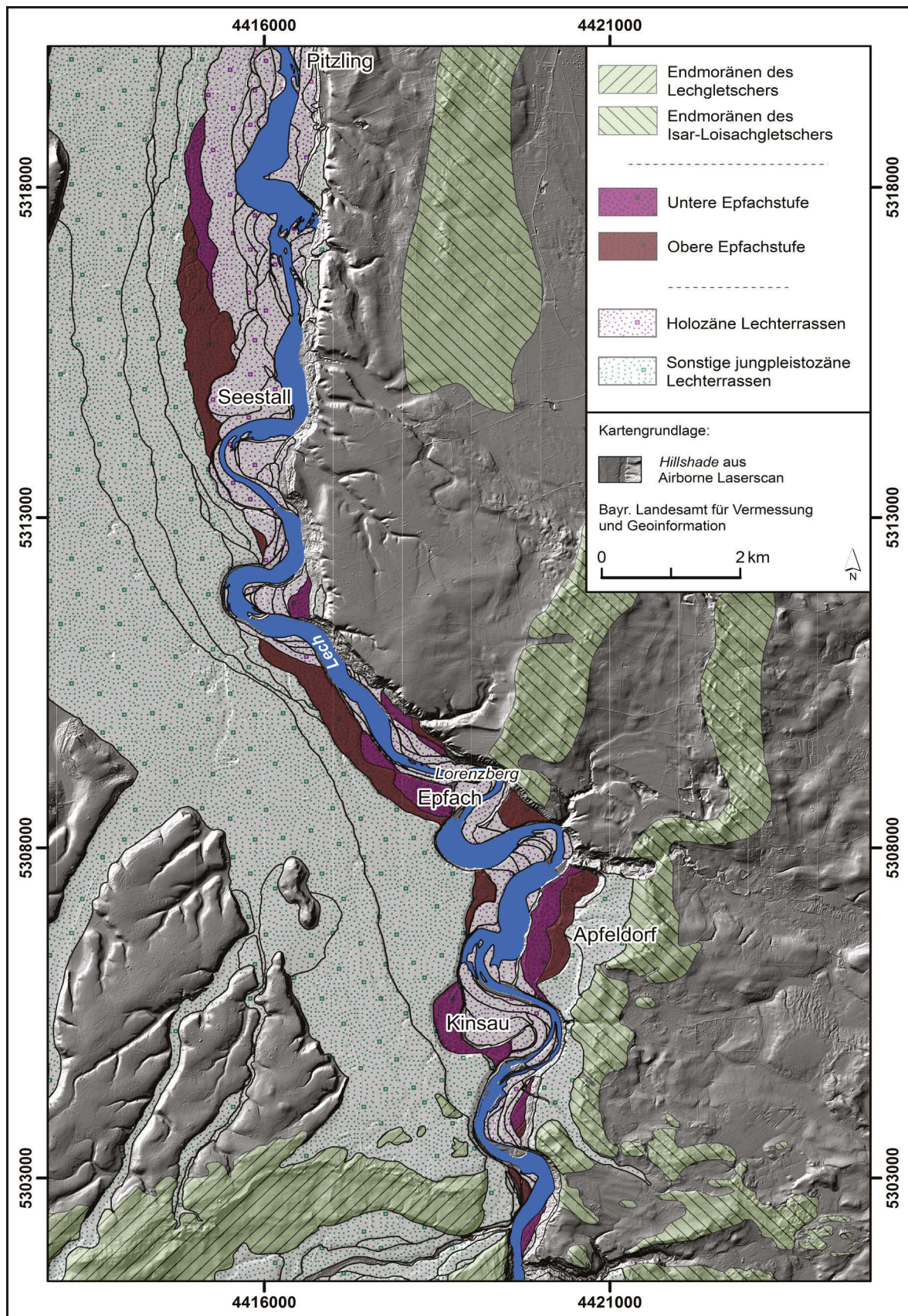


Abb. 43: Die Verbreitung der „Epfachstufen“ im südlichen Talabschnitt.

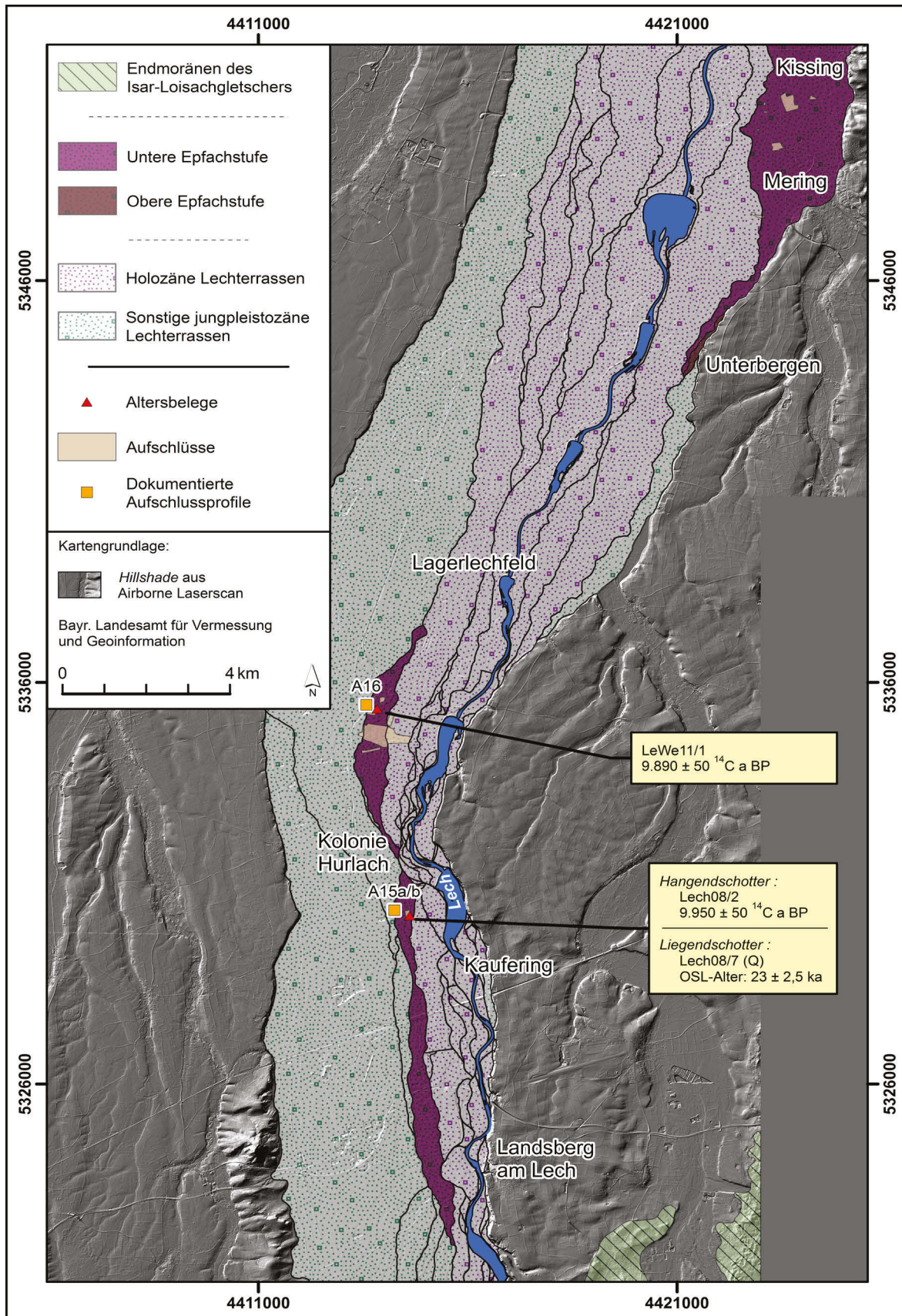


Abb. 44: Die Verbreitung der „Epfachstufen“ im nördlichen Talabschnitt.

wiegend SW-NE orientiert. Meist sind die Rinnen frei von feinklastischen Sedimenten. Zwischen Mering und Kissing sind die Rinnen mit zunehmender Annäherung an den westlichen Talrand mit schluffigen, stark glimmerhaltigen Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse verfüllt, die von den Talhängen und der Paar in das Lechtal eingetragen wurden.

5.2.1.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Die Quartärmächtigkeiten im Bereich der „Epfachstufen“ schwanken zwischen 9 und 26 m. Westlich des Lechs, zwischen Mering und Kissing, liegt die Quartärbasis in einer Tiefe von 3 bis 9 m und damit deutlich höher. Nach Aufschlussbeobachtungen betragen die Mächtigkeiten der Epfachsotter zwischen 2 bis 4 m.

Einsicht in den fluviatilen Kieskörper der „Unteren Epfachstufe“ geben die Kiesgruben A15a/b Kaufering N (Abb. 45 u. 46) und A16 Leitenmaier (Abb. 47). Beide Kiesgruben zeigen eine Stapelung zweier Kieskörper. Im Aufschluss A15a/b Kaufering N ist der hangende, etwa 2 bis 3,6 m mächtige Schotterkörper horizontal geschichtet und führt vorwiegend im basalen Bereich zahlreiche stark humose Mergelschollen. Während sich das Geröllspektrum des Kieskörpers aus Fein- bis Grobkiesen in meist sandiger Matrix zusammensetzt, wird dessen Basis großflächig von matrixfreien Grobkieslagen gebildet. Der unterlagernde Kieskörper ist mehr als 3 m mächtig und horizontal- bis troggeschichtet. Das Sedimentationsbild wird von Fein- bis Grobkiesen, vereinzelt von Blöcken durchsetzt, geprägt. In weiten Arealen stützt eine schluffige und schwach lehmige Matrix die Kiese. Letztere kann aufgrund der grobklastischen Natur des Kieskörpers nicht fluviatil abgesetzt worden sein. Vielmehr ist davon auszugehen, dass es sich um Lössstaub handelt, der auf Kiesinseln im jahreszeitlich ausgetrockneten verwilderten Flussbett abgelagert wurde. Insofern ist davon auszugehen, dass der liegende Kieskörper ein Überrest des hochglazialen oder späthochglazialen Niederterrassenkörpers ist und nur der hangende Kieskörper den Terrassenkörper der altholozänen „Unteren Epfachstufe“ repräsentiert.

Wie bereits von DIEZ (1968) beschrieben, unterscheiden sich die Bodenentwicklungen der „Epfachstufen“ kaum von denen der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“. Unter Wald sind wenig entwickelte, 20 bis 30 cm mächtige Braunerden verbreitet. Durch den bis zu 30 cm eingreifenden Pflug wurden auf Ackerland Gerölle in die aufliegenden Flussmergeldecken eingebracht. In Folge der anthropogenen Überprägung dominieren dort Kultor-Rendzinen und Mullrendzinen (DIEZ 1968). In der Randsenke zwischen Mering und Kissing sind grundwasserbeeinflusste Gley-Rendzinen ausgebildet.

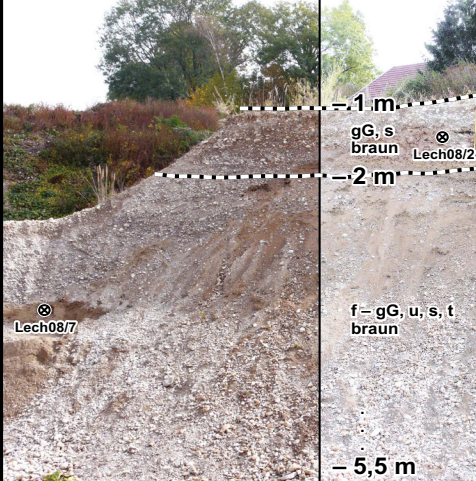
Kiesgrube Kaufering N		TK 25 Blattnummer: 7831 Egling	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein & G. Schellmann Universität Bamberg	
R: 44 14 559 ± 3	H: 53 30 103 ± 3	Geländehöhe: 579 m ü. NN ± 1 m		
Untere Epfachstufe		S-Wand	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Aufnahme: 06.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			<p>Boden abgeschoben</p> <p>Sehr schwach geschichteter bis leicht horizontal geschichteter Schotterkörper; bereichsweise Blöcke (max. 0,3 m Durchmesser); zahlreiche lehmige, stark humose, meist von Feinsanden unterlagerte Humusschollen: Schneckenschale aus Humusscholle AMS ¹⁴C-beprobte bei 1,75 m u. GOK (Lech08/2: 9.950 ± 50 a BP)</p> <p><i>Diskordanz</i></p> <p>Horizontal- und troggeschichteter Schotterkörper; bereichsweise Skelettschotter-, Grobsand-, Feinsandschichten; Blöcke (max. 0,17 m Durchmesser); vereinzelt Sandlinsen: Sandlinse OSL-beprobte bei 5 m u. GOK (Lech08/7 (Q): 21 ± 1,9 ka)</p> <p>Schutthalde</p>	<p>Altholozäner (präborealer) Flussschotter der Unteren Epfachstufe</p> <p><i>Diskordanz</i></p> <p>Glazifluvialer Schmelzwasserschotter der Stufe von Altenstadt (?)</p>

Abb. 45: Aufschlussprofil der Kiesgrube A15 Kaufering N (a).

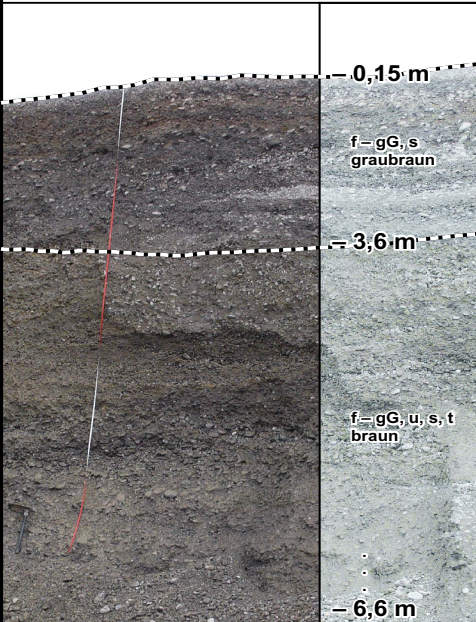
Kiesgrube Kaufering N		TK 25 Blattnummer: 7831 Egling	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 14 509 ± 3	H: 53 30 332 ± 3	Geländehöhe: 579 m ü. NN ± 1 m		
Untere Epfachstufe		N-Wand	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Aufnahme: 06.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			<p>Boden abgeschoben</p> <p>Sehr schwach bis horizontal geschichteter Schotterkörper; vereinzelt Skelettschotterlagen; wenige Blöcke in allen Tiefenlagen (max. 0,2 m Durchmesser)</p> <p><i>Diskordanz</i></p> <p>Horizontal geschichteter und troggeschichteter Schotterkörper; bereichsweise Skelettschotter-schichten; bereichsweise lehmige Bänder; Blöcke (max. 0,12 m Durchmesser); vereinzelt Sandlinsen</p> <p>Schutthalde</p>	<p>Altholozäner (präborealer) Flussschotter der Unteren Epfachstufe</p> <p><i>Diskordanz</i></p> <p>Glazifluvialer Schmelzwasserschotter der Stufe von Altenstadt (?)</p>

Abb. 46: Aufschlussprofil der Kiesgrube A15 Kaufering N (b).

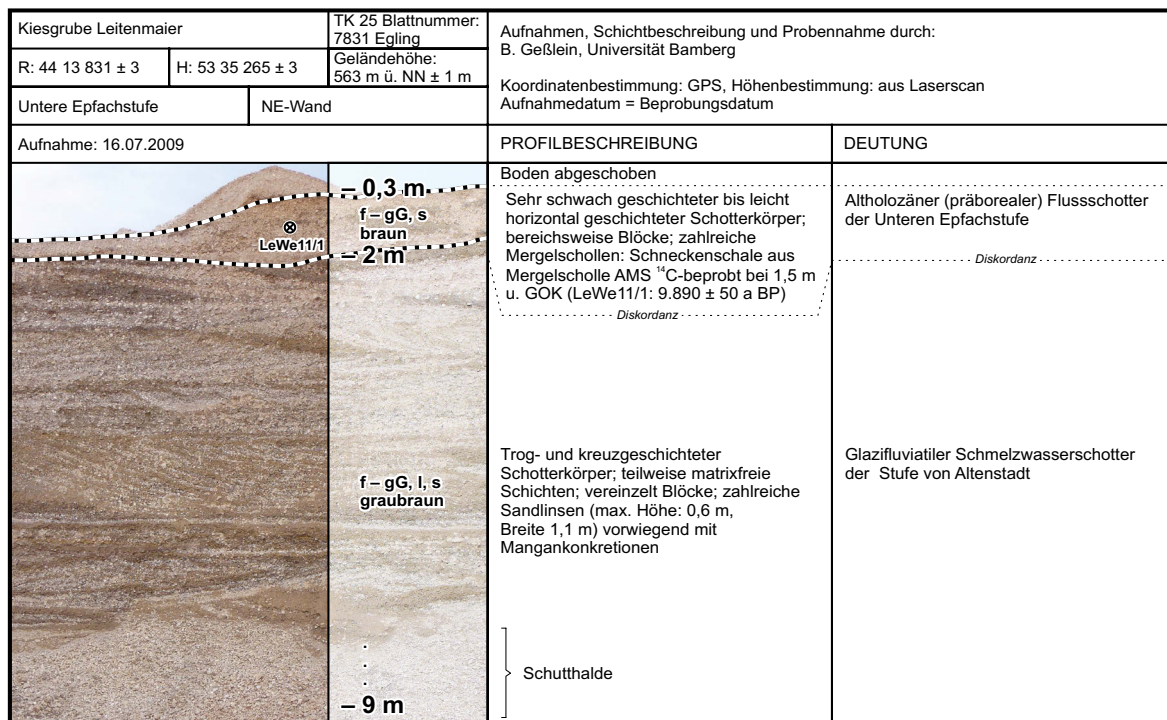


Abb. 47: Aufschlussprofil der Kiesgrube A16 Leitenmaier.

Das Alter der „Epfachstufen“ war nicht immer unumstritten. TROLL (1925, 1926), KNAUER (1929) und BRUNNACKER (1959, 1964) definierten beide Stufen als spätglaziale bzw. „jüngere“ Glazialbildungen. Letzterer stützte seine stratigraphische Einordnung der „Epfachstufen“ auf die Tatsache, dass nördlich von Epfach ein glazial gebildetes, asymmetrisches Seitental auf der „Oberen Epfachstufe“ ausläuft und dort einen Schwemmkegel bilden soll. Tatsächlich liegt, wie auch schon von DIEZ (1968) beobachtet, der Talboden des Trockentals knapp 10 m oberhalb der „Oberen Epfachstufe“. Der Grund für die Fehlinterpretation von BRUNNACKER (1957, 1964) liegt in der Tatsache, dass aufgrund des starken Gefälles des Trockentals eine nachträgliche, vermutlich holozäne kerbtalartige Übertiefung des Talbodens stattfand. Jener jüngere Talboden läuft in der Tat auf der „Oberen Epfachstufe“ aus und bildet dort auch einen Schwemmkegel mit etwa 60 m Durchmesser. Ein Hinweis auf eine glaziale Altersstellung ist folglich nicht gegeben. Vielmehr deutet sowohl die morphostratigraphische Lage der „Epfachstufen“ direkt unterhalb der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“ als auch das erstmalig nachweisbare Mäandrieren des Lechs auf eine postglaziale Altersstellung derselben hin (Abb. 43 u. 59). Dies wird durch numerische Datierungen gestützt. So ergab eine ¹⁴C-Datierung einer Schneckenschale aus einer Lehmscholle in 1,75 m Tiefe im Kieskörper der „Unteren Epfachstufe“ (A15a Kaufering N) ein Alter von 9.950 ± 50 ¹⁴C BP (Tab. 4: Lech08/2). Ein nahezu identisches ¹⁴C –Alter (9.890 ± 50 ¹⁴C BP; Tab. 4: LeWe11/1) wurde an einer Schneckenschale (1,5 m u. GOK) aus der Kiesgrube A16 Leitenmaier ermittelt. Für die „Untere Epfachstufe“ kann folglich eine präboreale Altersstellung angenommen werden. Die „Obere Epfachstufe“ könnte eben-

falls eine präboreale Terrasse sein, eine jüngerdryaszeitliche Bildungszeit ist dennoch nicht auszuschließen. Eine OSL-Datierung aus dem Aufschluss A15a Kaufering N aus einer Sandlinse 5 m unter Geländeoberkante, also dem Liegendenschotter, ergab ein hochglaziales Alter von $22 \pm 1,9$ ka (Tab. 5: Lech08/7).

5.2.2 Die Mundrachinger Stufe

Die „Mundrachinger Stufe“ wurde im Rahmen des LfU (Bayerisches Landesamt für Umwelt)-Projektes „Geologische und bodenkundliche Grundlagen für die oberflächennahe Geothermie in der Förderkulisse Phasing-out (Planungsregion 14 München) - Geologische Kartierung des Lechtals“ erstmalig ausgegliedert (GESSLEIN & SCHELLMANN 2010, 2011). Große Areale der von DIEZ (1968) als „Stufe von Spötting“ und auch als „Stufe vom Bahnhof Kaufering und Zehnerhof“ bezeichneten Terrassen gehen flächenmäßig in der „Mundrachinger Stufe“ auf. Der *locus typicus* ist der Ort Mundraching, dessen alter Ortskern auf dieser Terrasse liegt.

5.2.2.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Die „Mundrachinger Stufe“ ist die am weitesten verbreitete Postglazialterrasse im Untersuchungsgebiet. Die südlichsten Areale, die der „Mundrachinger Stufe“ zugerechnet werden können, sind im Talraum Epfach - Leeder anzutreffen (Abb. 48). Aufgrund des stark mäandrierenden Lechs im südlichen Untersuchungsabschnitt sind die sehr schmalen Terrassenleisten allerdings nur auf wenigen hundert Metern erhalten. Erst in etwa ab der Lechstaustufe 13 bei Dornstetten bildet die „Mundrachinger Stufe“ eine durchschnittlich 450 m breite Terrassenflur, die sich über 7,8 km talabwärts bis zum hochmittelalterlichen Terrassenniveau im Zentrum von Landsberg erstreckt (Abb. 48). Sie setzt sich unmittelbar nördlich dieser hochmittelalterlichen Schleife fort und ist dann auf einer Strecke von 7 km bis zur Lechstaustufe 18 bei Kaufering durchgängig ausgebildet. Nur wenige hundert Meter weiter talabwärts setzt die „Mundrachinger Stufe“ östlich von Hurlach erneut an und ist auf etwa 20,5 km ununterbrochen bis zum nördlichen Ende des Untersuchungsgebietes westlich des Lechs erhalten. Zwischen Scheuring und Kissing verläuft sie parallel dazu auf 16 km auch östlich des Lechs (Abb. 49).

Das Oberflächengefälle der „Mundrachinger Stufe“ reduziert sich von etwa 3,3 ‰ im Raum südlich von Landsberg auf 3,0 ‰ bei Klosterlechfeld.

Die Oberfläche der „Mundrachinger Stufe“ prägen zahlreiche von Flussmergeln verfüllte Flussrinnen eines verzweigten Lechlaufs im nördlichen Abschnitt, während die mäandrierenden Außenränder der Terrassen im südlichen Untersuchungsab-

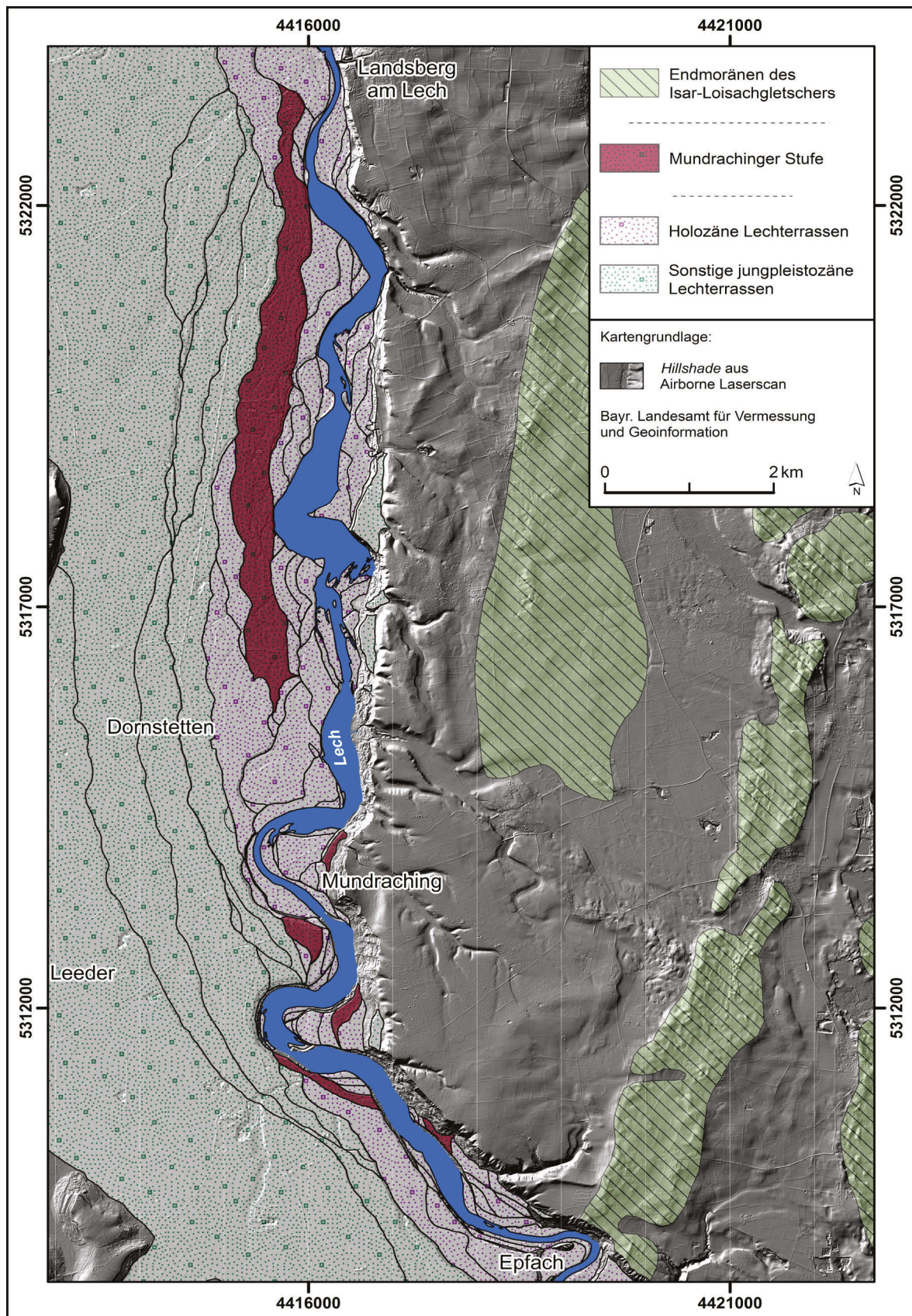


Abb. 48: Die Verbreitung der „Mundrachinger Stufe“ im südlichen Talabschnitt.

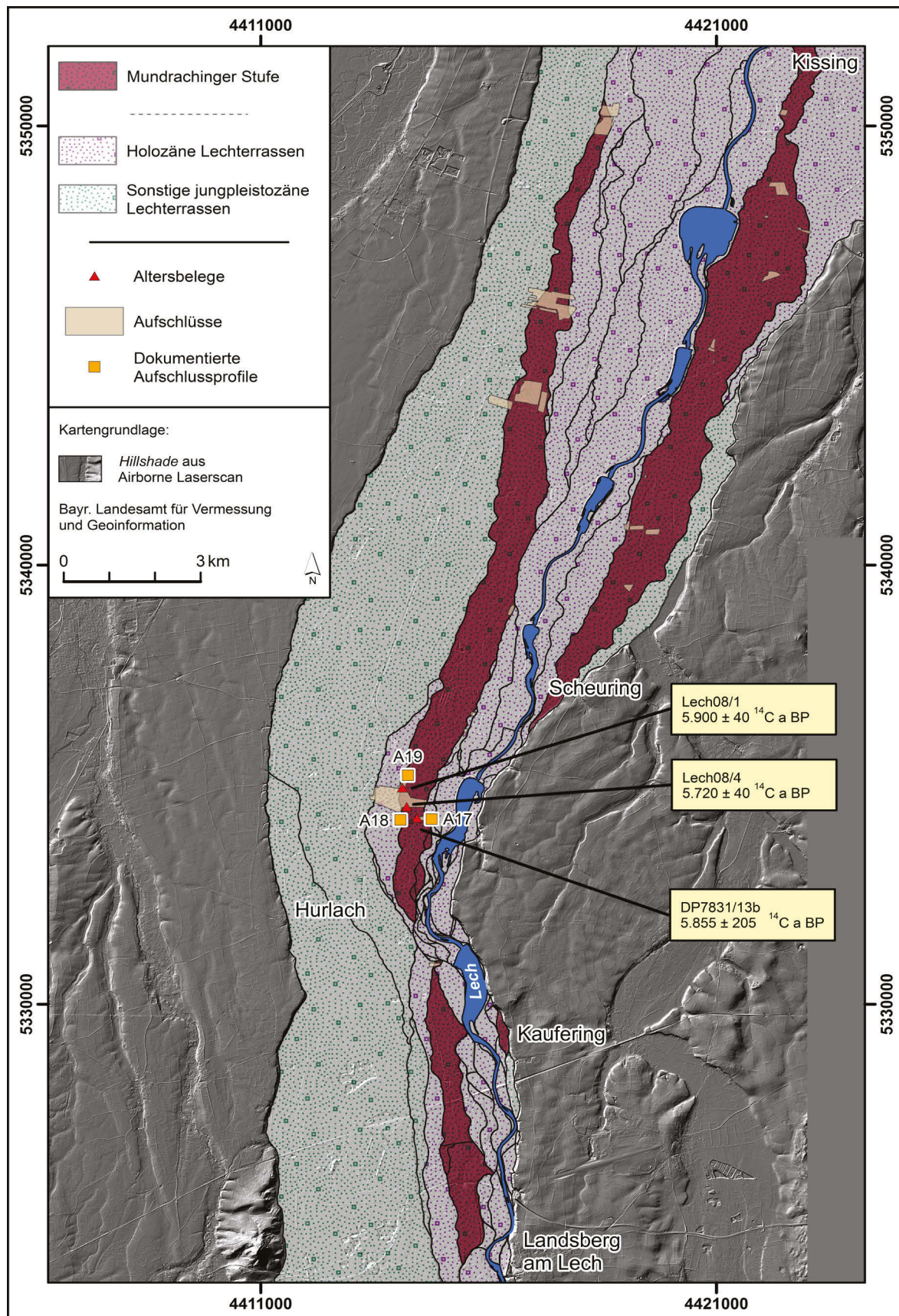


Abb. 49: Die Verbreitung der „Mundrachinger Stufe“ im nördlichen Talabschnitt.

schnitt einen vorwiegend mäandrierenden Lech vermuten lassen. Die Rinnengeflechte im nördlichen Untersuchungsabschnitt verlaufen im Allgemeinen parallel zum Terrassenaußenrand, vereinzelt sind die *Channels* auch SW – NE orientiert. Im direkten Vergleich mit der Stufe von Epfach sind die Rinnen, wohl aufgrund ihrer Verfüllung mit Flussmergeln, weniger deutlich an der Oberfläche nachvollziehbar. Ausnahmen bilden lediglich zwei bis zu 1,5 m in die Oberfläche eingetiefe Paläomäander bei Dornstetten und ein ausgeprägtes Rinnengeflecht bei Unterbergen.

5.2.2.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Die quartären Mächtigkeiten im Bereich der „Mundrachinger Stufe“ schwanken zwischen 6 bis 17 m. Auf dem Terrassenniveau der „Mundrachinger Stufe“ bieten drei Aufschlüsse (A17 Obermeitingen E (Abb. 50), A18 Rennig (Hauptgrube, Abb. 51), A19 Rennig N (Abb. 52)) Einblick in die Kieskörper. Wie bei den „Epfachstufen“ kann auch hier in allen Aufschlüssen eine deutlich trennbare Stapelung zweier Schotterkörper beobachtet werden. Der meist sehr schwach horizontal geschichtete Kieskörper der „Mundrachinger Stufe“ besitzt mittlere Mächtigkeiten von etwa 2 bis 5 m. Das Korngrößenintervall der Kiese reicht von Mittel- bis Grobkies, vorwiegend in sandig-schluffiger Matrix. Der Schotterkörper ist in allen Tiefenlagen von zahlreichen Mergelschollen durchsetzt, deren Anzahl zur Basis hin deutlich zunimmt (Abb. 51). Die Basis des Schotterkörpers ist in der Aufschlusswand oft durch eine Block- bzw. Grobkieslage gekennzeichnet (Abb. 51). Der lithologische Aufbau und die Schichtung des liegenden Sedimentkörpers unterscheidet sich in keiner Weise von dem Liegenden der „Epfachstufen“, „Zwischenstufe“, „Stufe von Friedheim“ und der „Stufe von Unterigling“. Dementsprechend wird das Gesamtbild des Kieskörpers von Fein- bis Grobkiesen in Trog- und Kreuzschichtung geprägt. Matrixfreie und matrixreiche Bereiche treten oft in Wechsellagerung auf. Einzelne Blöcke sind in allen Tiefenlagen aufzufinden. Folglich ist auch hier von einer hoch- bis späthochglazialen Altersstellung des Liegendschotters auszugehen.

Die maximal 30 cm mächtigen Deckschichten werden von Flussmergeln gebildet, auf denen flachgründige Braunerden, nördlich von Landsberg vorwiegend humusreiche (Para-)Rendzinen (DIEZ 1968) entwickelt sind. Im Falle intensiven Ackerbaus kam es durch den Ackerpflug zum Eintrag von Schottern und einer damit einhergehenden sekundären Aufkalkung der Böden.

Die Bildungszeit der „Mundrachinger Stufe“ kann auf Basis von drei fast identischen Altern aus verschiedenen Kiesgrubenarealen eindeutig festgelegt werden. Eine ^{14}C -Datierung von Pflanzenhäckseln aus einer Mergelscholle in ca. 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche, die von GERHARD DOPPLER (Bayerisches Landesamt für Umwelt) in der Kiesgrube A18 Rennig (Hauptgrube) bei Obermeitingen geborgen wurde, ergab ein ^{14}C -Alter von 5.855 ± 205 BP (Tab. 4: DP7831/13b). Etwa 600 m weiter talabwärts

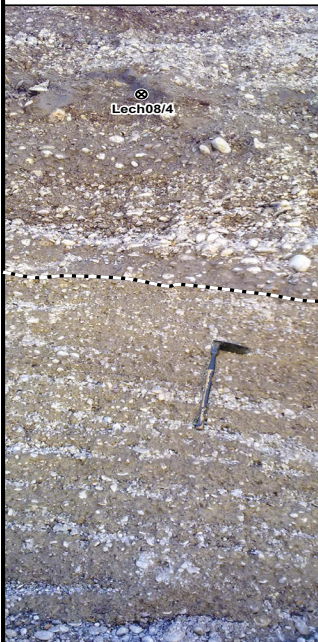
Kiesgrube Obermeitingen E		TK 25 Blattnummer: 7831 Egling	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg		
R: 44 14 430 ± 3	H: 53 34 243 ± 3	Geländehöhe: 565 m ü. NN ± 1 m	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum		
Mundrachinger Stufe		W-Wand			
Aufnahme: 07.06.2009			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG	
			Boden und Hangendschotter teilweise abgeschoben	Mittelholozäner (Atlantikum) Flussschotter der Mundrachinger Stufe	
			Sehr schwach geschichteter bis horizontal geschichteter Schotterkörper; Blöcke (max. 0,2 m Durchmesser) in allen Tiefenlagen; zahlreiche, vereinzelt humose, Mergelschollen: Schneckenschale aus Mergelscholle AMS ¹⁴ C-beprobte bei 3 m u. GOK (Lech08/4: 5.720 ± 40 a BP)		
			Diskordanz		Diskordanz
			Horizontal geschichteter bis troggeschichteter Schotterkörper; Wechsellagerung von Skelettschotterschichten und Schotter in lehmiger Matrix; Blöcke (max. 0,15 m Durchmesser)	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter	

Abb. 50: Aufschlussprofil der Kiesgrube A17 Obermeitingen E.

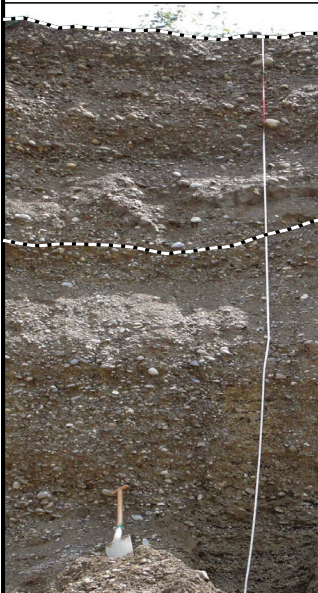
Kiesgrube Rennig (Hauptgrube)		TK 25 Blattnummer: 7831 Egling	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 14 583 ± 5	H: 53 34 522 ± 5	Geländehöhe: 564 m ü. NN ± 1 m	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Mundrachinger Stufe		E-Wand		
Aufnahme: 07.06.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	
			Sehr schwach geschichteter bis leicht horizontal geschichteter Schotterkörper; sehr blockreich; vereinzelt Mergelschollen (fundleer)	Mittelholozäner (Atlantikum) Flussschotter der Mundrachinger Stufe
			Diskordanz	
			Horizontal geschichteter bis troggeschichteter Schotterkörper; Wechsellagerung von Skelettschotterschichten und Schotter in lehmiger Matrix; Blöcke (max. 0,17 m Durchmesser)	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter
– 8,5 m			Schutthalde	

Abb. 51: Aufschlussprofil der Kiesgrube A18 Rennig (Hauptgrube).

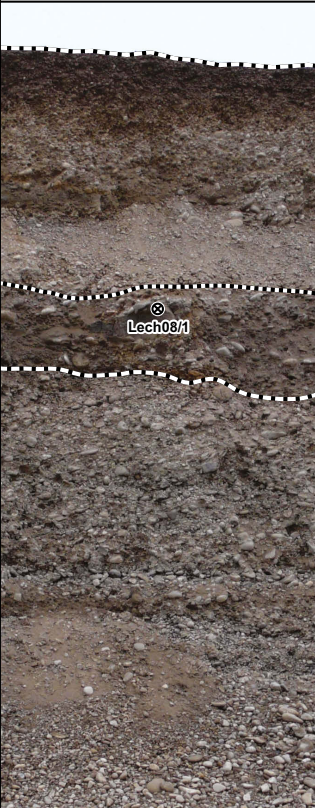
Kiesgrube Rennig N		TK 25 Blattnummer: 7831 Egling	Aufnahmen, Schichtbeschreibung und Probennahme durch: B. Geßlein, Universität Bamberg	
R: 44 14 110 ± 3	H: 53 34 933 ± 3	Geländehöhe: 564 m ü. NN ± 1 m	Koordinatenbestimmung: GPS, Höhenbestimmung: aus Laserscan Aufnahmedatum = Beprobungsdatum	
Mundrachinger Stufe		S-Wand		
Aufnahme: 09.10.2008			PROFILBESCHREIBUNG	DEUTUNG
			Boden abgeschoben	
			Sehr schwach geschichteter bis horizontal geschichteter Schotterkörper; Blöcke (max. 0,22 m Durchmesser) in allen Tiefenlagen; zahlreiche Mergelschollen (vorwiegend an der Schotterbasis): Schneckenschale aus Mergelscholle AMS ¹⁴ C-beprobte bei 3 m u. GOK (Lech08/1: 5.900 ± 40 a BP)	Mittelholozäner (Atlantikum) Flussschotter der Mundrachinger Stufe
			Blockreiche Lage mit Mergel- und Humusschollen	Basisblocklage
			<i>Diskordanz</i>	<i>Diskordanz</i>
			Horizontal geschichteter bis troggeschichteter Schotterkörper; bereichsweise Skelettschotter-schichten; Blocklage bei 6,8 – 7,25 m u. GOK	Glazifluvialer Schmelzwasserschotter
			} Schutthalde	

Abb. 52: Aufschlussprofil der Kiesgrube A19 Rennig N.

konnten aus der Kiesgrube A19 Rennig N, auf der gleichen Terrassenfläche gelegen, Holzkohlen aus einer Lehmscholle in ca. 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche geborgen werden. Das ^{14}C -AMS-Alter von 5.900 ± 40 BP (Tab. 4: Lech08/1) ist nahezu identisch mit dem vorherigen. Im Einklang damit steht das ^{14}C -AMS-Alter einer Schneckenschale mit 5.720 ± 40 BP (Tab. 4: Lech08/4) aus einer in 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche eingelagerten Lehmscholle in der Kiesgrube A17 Obermeitingen E, etwa 1 km weiter talaufwärts. Eine Ausbildung der „Mundrachinger Stufe“ während des Atlantikums ist damit sehr wahrscheinlich.

5.2.3 Die Lorenzbergstufen

Die „Obere“- und die „Untere Lorenzbergstufe“ wurden erstmalig von BRUNNACKER (1964) als teilweise nur schwer voneinander abgrenzbare Lechterrassen beschrieben. Nachfolgend übernahmen DIEZ (1968) und auch alle weiteren Lechtalbearbeiter die Namen beider Postglazialterrassen.

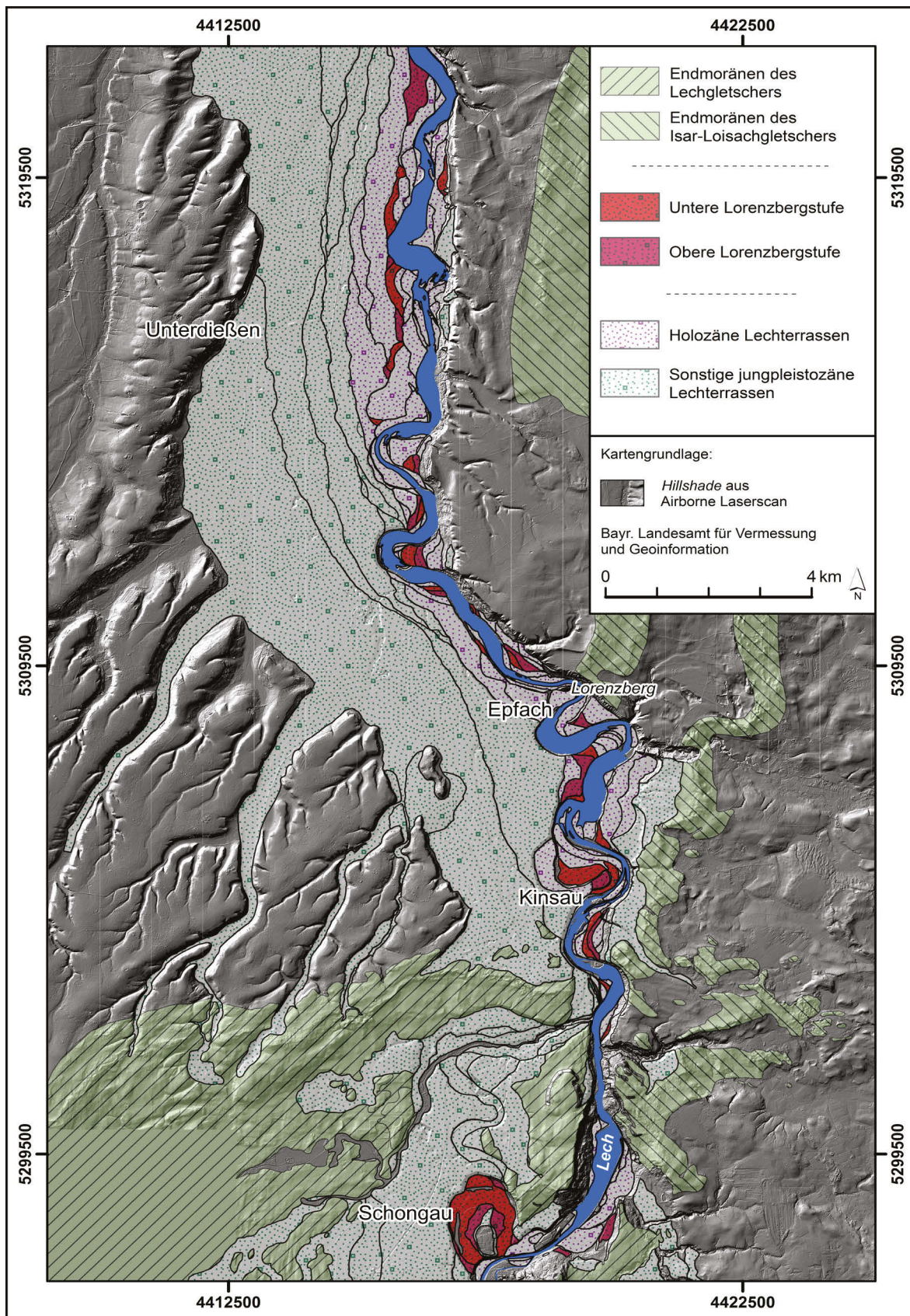


Abb. 53: Die Verbreitung der „Lorenzbergstufen“ im südlichen Talabschnitt.

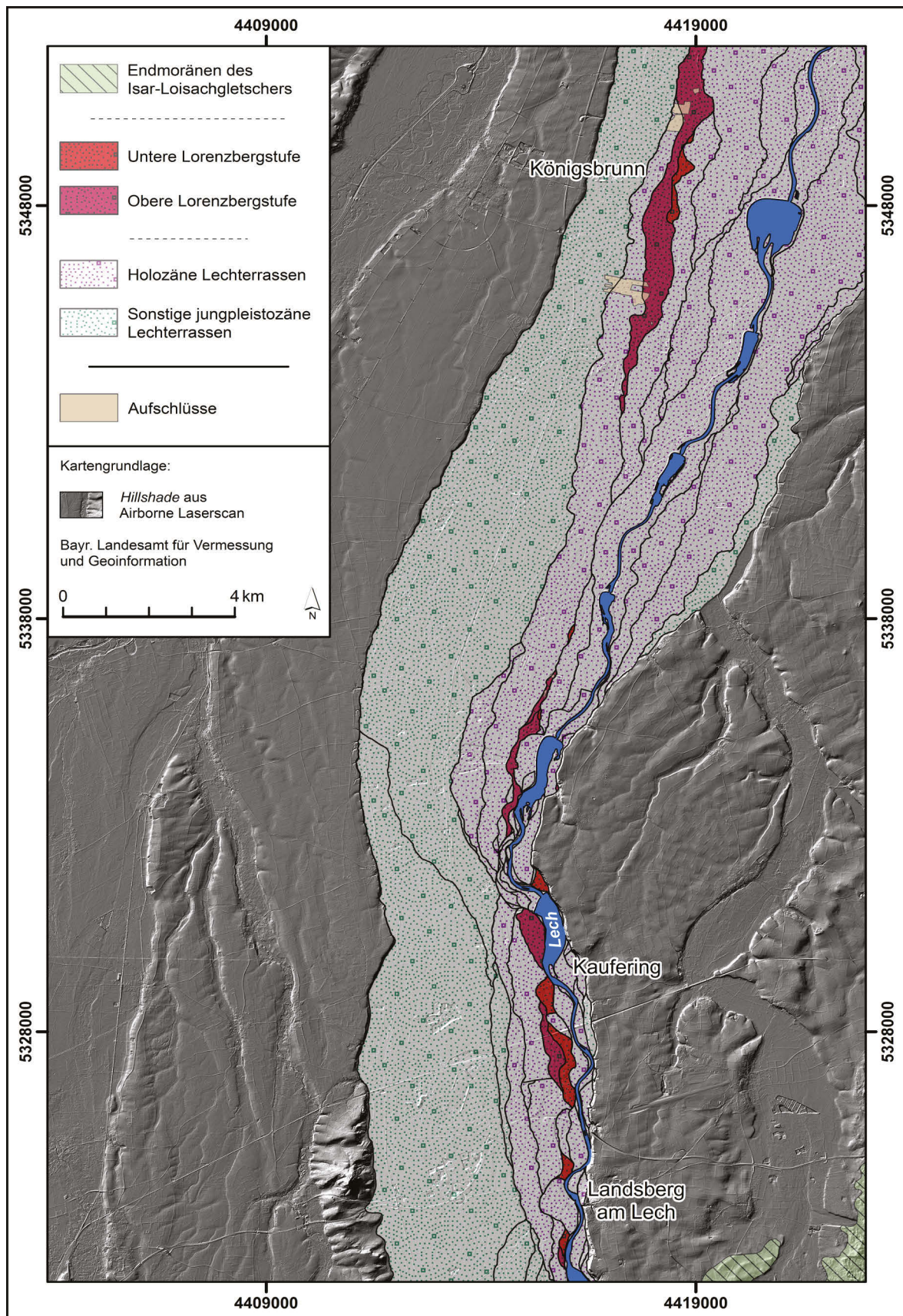


Abb. 54: Die Verbreitung der „Lorenzbergstufen“ im nördlichen Talabschnitt.

5.2.3.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Die Oberfläche des Lorenzberges (*locus typicus*) bei Epfach wird aus beiden Terrassen gebildet (Abb. 53). Die Kapelle auf dem Lorenzberg steht auf der „Oberen Lorenzbergstufe“. Der etwa 3 m niedrigere nordöstliche Bereich des Lorenzberges, auf dem ein römisches Kastell stand, gehört der „Unteren Lorenzbergstufe“ an. Der Höhenunterschied zwischen den Oberflächen beider Terrassen beträgt 6 m im Raum Kinsau (Abb. 53). Bei Königsbrunn, etwa 40 km weiter talabwärts, sind die Oberflächen beider Lechterrassen nahezu höhengleich (Abb. 54). Beide Postglazialterrassen wurden aufgrund ihrer Nähe zum mäandrierenden Lech im südlichen Untersuchungsabschnitt in eine große Zahl einzelner, meist kleiner Terrassenfragmente zerlegt. GROTTENTHALER (2009) ordnet die weit ausladende Lechschleife von Schongau den beiden „Lorenzbergstufen“ zu (Abb. 53). Weiter talabwärts zwischen Schongau und Kinsau konnte er weitere meist nur wenige hundert Meter lange und sehr schmale Terrassenstreifen den „Lorenzbergstufen“ zuordnen. Die starke Zerstückelung der „Lorenzbergstufen“, die meist nur in Gleithangarealen des Lechs erhalten sind, setzt sich noch bis Unterdießen fort (Abb. 53). Erst nördlich der Ortschaft sind größere, zusammenhängende Terrassenflächen von bis zu 4 km Länge, vor allem westlich des Lechs, ausgebildet. Bei Königsbrunn, am nördlichen Ende des Untersuchungsgebiets, ist eine über 9 km lange und bis zu 800 m breite Terrassenzone der „Oberen Lorenzbergstufe“ nachweisbar (Abb. 54).

Die sehr starke Fragmentierung der „Lorenzbergstufen“ macht es nahezu unmöglich, aussagekräftige Informationen über das morphologische Erscheinungsbild der Terrassenoberflächen und deren Oberflächengefälle zu bekommen. Auf dem zuletzt genannten größten Terrassenareal bei Königsbrunn kann jedoch eine stark mäandrierende Struktur sämtlicher Rinnen beobachtet werden, die vorwiegend SW-NE orientiert sind. Der Außenrand der beiden Terrassen weist dabei ebenfalls einen auffallend stark mäandrierenden Charakter auf. Das Oberflächengefälle beträgt dort etwa 3 ‰.

5.2.3.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Die quartären Schottermächtigkeiten im Bereich der „Lorenzbergstufen“ unterliegen sehr starken Schwankungen und werden bei 2 bis 21 m Teufe erreicht. Informationen über das Schichtungsbild und Mächtigkeit der Terrassenkörper der „Lorenzbergstufen“ liegen wegen aktuell fehlender Aufschlüsse nicht vor. BRUNNACKER (1964) beschreibt für die „Lorenzbergstufen“ bei der Ortschaft Epfach Mächtigkeiten von 1,5 bis 5 m. Er geht von einer vollständigen Erosion aller älteren Lechschotter und teilweise auch der Oberen Süßwassermolasse im Liegenden aus. Dabei besitzen beide Terrassen eine unterschiedliche Tiefenlage ihrer Terrassenbasis über Molasseablagerungen. Zwar definiert SCHREIBER (1985) die Schottermächtigkeiten der „Lorenzbergstufen“ auf 2

bis 7 m, allerdings liegen die von ihm aufgenommenen Grubenareale nach neuesten Kartierungen nicht mehr im Bereich der „Lorenzbergstufen“. Unter der Annahme, dass die von BRUNNACKER (1964) beschriebenen Mächtigkeiten denen der Lorenzberg-schottern entsprechen, ist unter Berücksichtigung der oben genannten Gesamtschot-termächtigkeiten aus den Bohrverzeichnissen davon auszugehen, dass die Quartärbasis zumindest an einzelnen Lokalisationen auch der Terrassenbasis entspricht. Das Sedi-mentationsbild der „Lorenzbergstufen“ dürfte, gemessen an deren stratigraphischer Lage im Talgrund, dem der älteren holozänen Terrassen, also der „Epfachstufen“ und der „Mundrachinger Stufe“ ähneln.

Beide „Lorenzbergstufen“ sind mit Flussmergeln bedeckt, die kleinräumig bis zu 1 m mächtig sein können. BRUNNACKER (1964) spricht bei Epfach von leicht lehmigen, kalkreichen Flusssanddecken von 0,5 bis 1 m. Nach DIEZ (1968) sind auf den Flussmergeln unter Wald Braunerden mit Entwicklungstiefen von maximal 25 cm verbreitet. BRUNNACKER (1964) sieht bei Epfach schwach entkalkte Mullrendzinen, die auch im weiteren Talverlauf erbohrt werden können.

Aktuelle absolute Altersdaten liegen aus beiden „Lorenzbergstufen“ nicht vor. Aufgrund ihrer Lage sind beide Stufen jünger als die im Atlantikum entstandene „Mundrachinger Stufe“ und älter als die „Seestallstufen“. SCHREIBER (1985) verweist auf den Fund eines Kieferholzstückes aus einem Aufschluss, den er im Bereich der „Lorenzbergstufen“ vermutet, das auf ein ^{14}C -Alter von etwa 4.000 BP (Tab. 6) datiert wurde. Eine mindestens subboreale Altersstellung wird zudem durch zahlreiche Oberflächenfunde der Bronze- und Hallstattzeit im Bereich der „Lorenzbergstufen“ gestützt. GROTTENTHALER (2009) konnte einen Torfhorizont am Top des Schotterkörpers der „Unteren Lorenzbergstufe“ bei Schongau auf ein Alter von 5.360 ± 60 ^{14}C BP (Tab. 6) datieren. Demnach war die Schotterakkumulation der „Unteren Lorenzbergstufe“ bereits im ausgehenden Atlantikum abgeschlossen.

5.2.4 Die Seestallstufen

Ebenso wie die „Mundrachinger Stufe“ wurden sowohl die „Obere“- als auch die „Untere Seestallstufe“ im Rahmen des LfU (Bayerisches Landesamt für Umwelt) Projektes „Geologische und bodenkundliche Grundlagen für die oberflächennahe Geothermie in der Förderkulisse Phasing-out (Planungsregion 14 München) - Geologische Kartierung des Lechtals“ erstmalig ausgegliedert (GESSLEIN & SCHELLMANN 2010, 2011). Bei DIEZ (1968) und auch bei SCHREIBER (1985) gehen die „Seestallstufen“ in ihrer räumlichen Erstreckung größtenteils in den „Lorenzbergstufen“ auf. Bei der Kartierung der Geo-

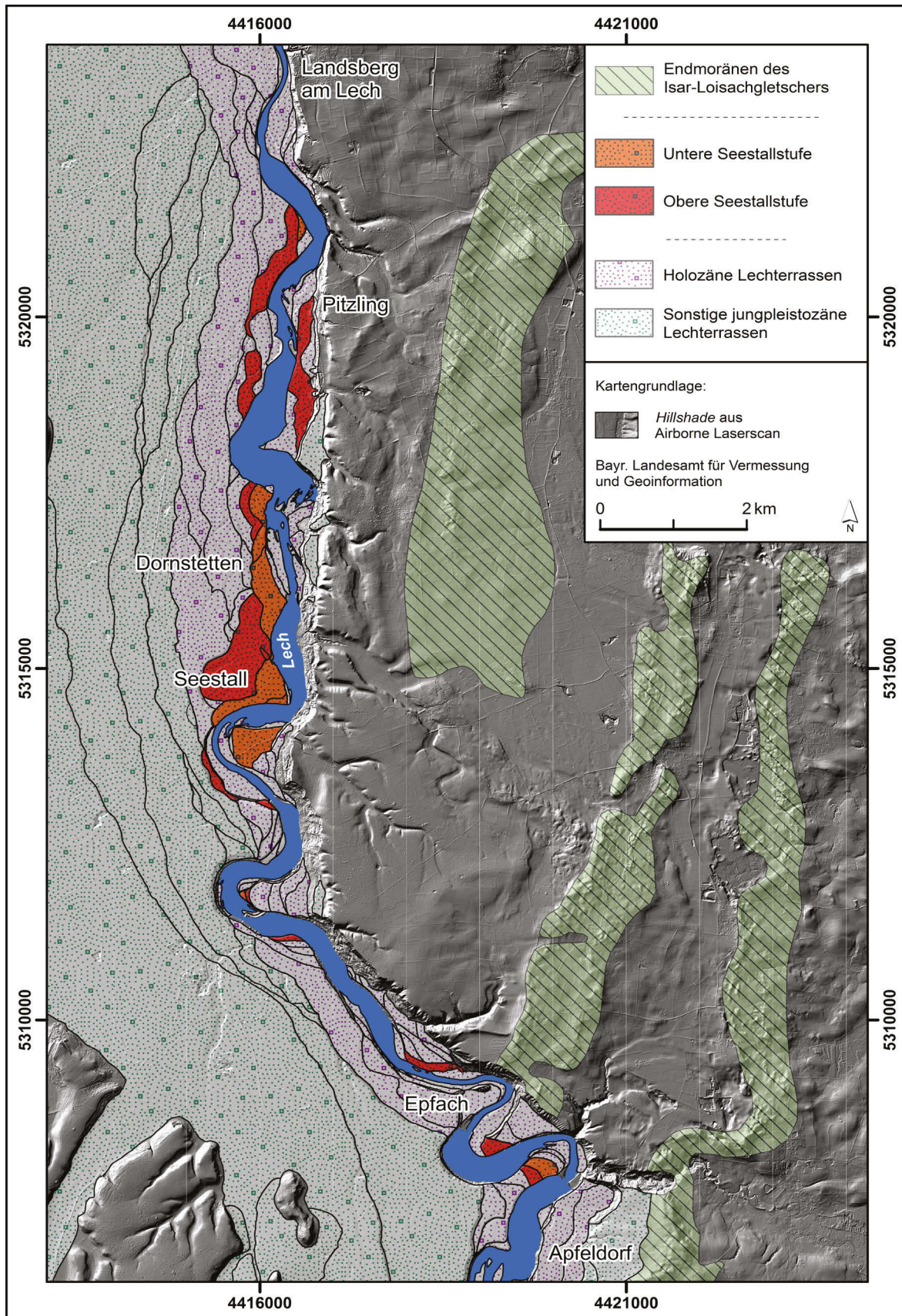


Abb. 55: Die Verbreitung der „Seestallstufen“ im südlichen Talabschnitt.

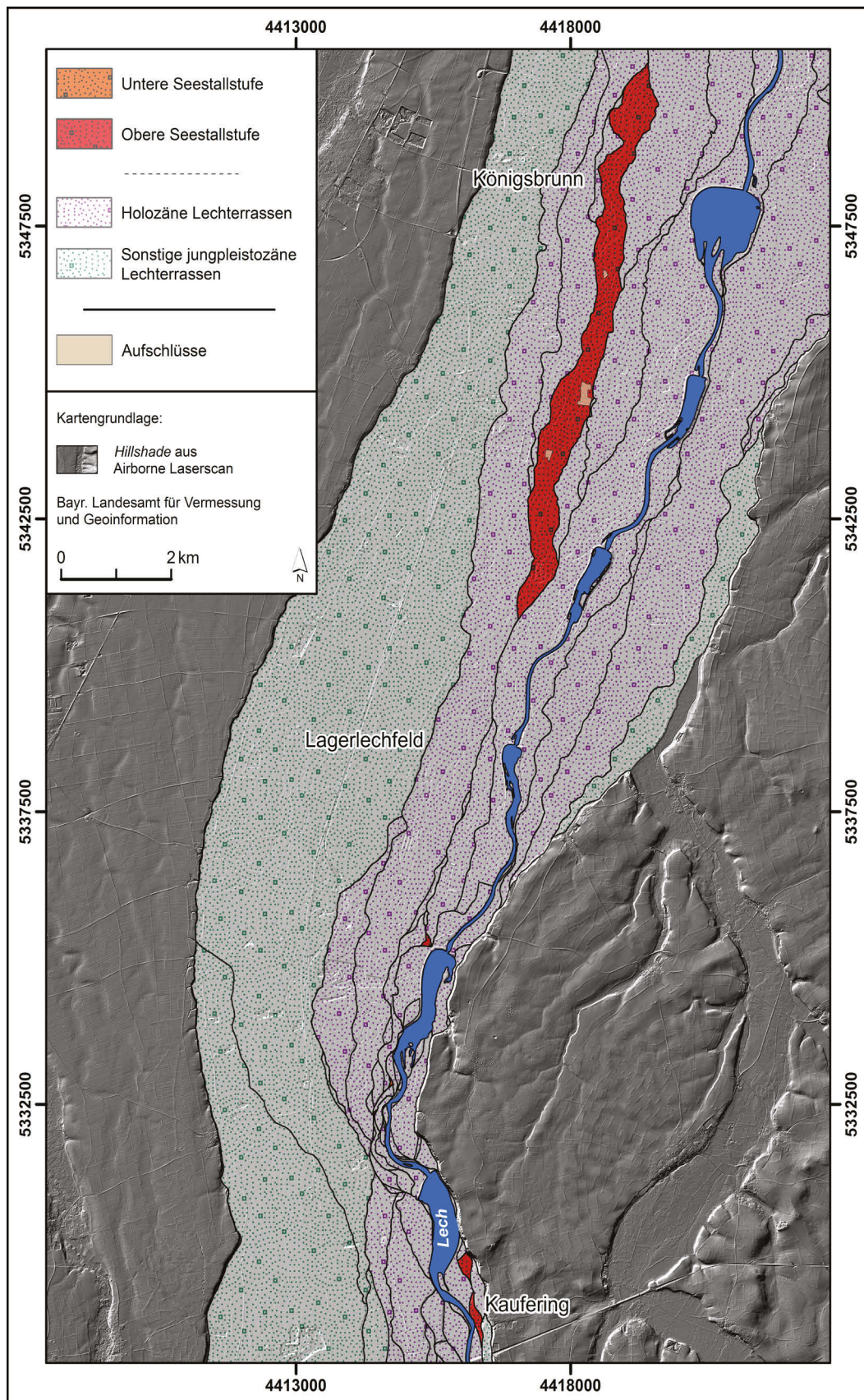


Abb. 56: Die Verbreitung der „Seestallstufen“ im nördlichen Talabschnitt.

logischen Karte von Landsberg (GK 25 7931 Landsberg) durch DIEZ (1973) wurde das Terrassenniveau der „Seestallstufen“ meist als „Stufe von Pitzling“, bereichsweise auch als „Stufe von Spötting“ klassifiziert.

5.2.4.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Der *locus typicus* der „Seestallstufen“ ist der gleichnamige Ort Seestall, der auf beiden Terrassenflächen liegt (Abb. 55). Dort liegt die Oberfläche der „Oberen Seestallstufe“ etwa 1,5 m höher als die der „Unteren Seestallstufe“. Der maximale Höhenunterschied zwischen beiden Lechterrassen ist bei Apfeldorf anzutreffen, hier beträgt er 3 m (Abb. 55). Beide Terrassen sind im Untersuchungsgebiet die flächenmäßig am wenigsten vertretenen Lechterrassen. Deren südlichste, stark fragmentierte Verbreitungsgebiete liegen zwischen Apfeldorf und Epfach (Abb. 55). Erst 7 km weiter talabwärts, zwischen Seestall und Landsberg, begleiten erstmalig größere Flächen beider Terrassen den aktuellen Lech. Das dortige Terrassenareal ist durch mehrere niedrige Geländestufen gegliedert, die eine sukzessive Verlagerung von Lechmäandern auch während der Bildungszeit der „Seestallstufen“ andeuten (Abb. 55). Nördlich von Landsberg kennzeichnen nur kleinste Relikte die Existenz der „Seestallstufen“, ehe nördlich von Lagerlechfeld auf westlicher Lechseite eine knapp 10 km breite Flur der „Oberen Seestallstufe“ erhalten ist (Abb. 56).

Repräsentative Aussagen über das Oberflächengefälle beider Terrassen können wegen ihrer kleinräumigen Erhaltung lediglich für den Talraum zwischen Lagerlechfeld und Königsbrunn getroffen werden. Dort beträgt das Gefälle der „Oberen Seestallstufe“ etwa 3 ‰. Es liegt damit in einer Größenordnung, die den älteren holozänen Terrassen entspricht.

Dagegen weicht das morphologische Erscheinungsbild der Terrassenoberflächen von dem bis dahin bekannten der holozänen Lechterrassen ab. Insbesondere im Areal zwischen Seestall und Dornstetten sind beide westlich des Lechs gelegenen „Seestallstufen“ von einer großen Anzahl in sich verschachtelter Paläomäander durchzogen (Abb. 55). Sie sind letztlich bis Pitzling auf den nur reliktisch erhaltenen Terrassenresten erkennbar. Ein weit gestrecktes Gerinnebettmuster kann erst im nördlichen Talraum beobachtet werden. Gleichmaßen wird dort die Geländeoberfläche der „Oberen Seestallstufe“ auch von weit ausladenden Paläomäandern geprägt. Deren größtes Exemplar ist etwa 1 km lang und stellt sich als bis zu 75 m breites und 1,5 m in die umgebende Terrassenoberfläche eingetieftes ehemaliges Lechflussbett am südöstlichen Ortsrand von Königsbrunn dar (Abb. 56). Das Mäandrieren des Lechs zur Entstehungszeit der „Seestallstufen“ dokumentieren letztlich auch die Terrassenaußenränder der „Seestallstufen“ insbesondere im südlichen Untersuchungsgebiet.

5.2.4.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Die Quartärbasis wird in der Regel bereits bei 2 bis 10 m unter Geländeoberfläche erreicht, so dass davon auszugehen ist, dass sie in den meisten Fällen auch der Terrassenbasis entsprechen dürfte. Wegen fehlender Aufschlüsse gibt es keine Informationen über den lithologischen und sedimentologischen Aufbau des Terrassenkörpers.

Die Deckschichten der „Seestallstufen“ unterscheiden sich bezüglich ihrer Mächtigkeiten deutlich. Die „Obere Seestallstufe“ besitzt in der Regel keine oder nur eine äußerst geringmächtige sandige Auenmergeldecke, die Mächtigkeiten von 25 cm nur selten überschreitet. Die Schotter der „Unteren Seestallstufe“ sind häufiger von mehreren Dezimeter mächtigen Hochflutmergeln, vereinzelt auch Hochflutsanden überlagert. Deren Gesamtmächtigkeiten schwanken zwischen 30 und 60 cm. Die Böden der „Seestallstufen“ sind ackerbaulich stark überprägt. Insbesondere bei der „Oberen Seestallstufe“ wurde durch den Ackerpflug großflächig Kies in den Boden eingetragen. Entsprechenderweise sind Kultorendzinen von nur sehr geringer Entwicklungstiefe anzutreffen. Da die „Untere Seestallstufe“ bis zur Regulierung des Lechs durch Stau-stufen im aktiven Hochflutbereich des Lechs lag, handelt es sich bei deren Böden um Auenrendzinen.

Absolute Altersdaten liegen aus beiden „Seestallstufen“ bisher nicht vor. Aufgrund ihrer morphostratigraphischen Lage im Tal sind sie älter als die römerzeitliche „Ältere Auenstufe“ und jünger als die beiden „Lorenzbergstufen“. Chronostratigraphisch ist damit von einer Altersstellung zwischen 4.000 a BP und 2.000 a BP auszugehen, einem Zeitraum, in dem SCHREIBERS (1985) Terrassenstratigraphie einen Hiatus aufweist.

5.3 Die jungholozänen Auenterrassen

Auenablagerungen begleiten den Lech beiderseitig seines aktuellen, stauregulierten Flusslaufes. Bereits BRUNNACKER (1959) unterschied drei Auenniveaus, die er als „Tal-stufen“ bezeichnete. DIEZ (1968) verwendete für die drei Lechterrassen erstmals den Ausdruck „Auenstufe“ („Jüngste Auenstufe“, „Jüngere Auenstufe“ und „Ältere Auenstufe“). SCHREIBER (1985) fasste bei seiner Arbeit die beiden jüngsten zu einem „Jün-geren Auenniveau“ zusammen, wohingegen GROTENTHALER (2009) der Klassifikation von DIEZ (1968) folgte.

5.3.1 Verbreitung, Oberflächengestalt und Oberflächengefälle

Aufgrund der Tatsache, dass die Höhenlagen ihrer Oberflächen sich oft nur geringfügig unterscheiden, ist insbesondere im südlichen Untersuchungsabschnitt die

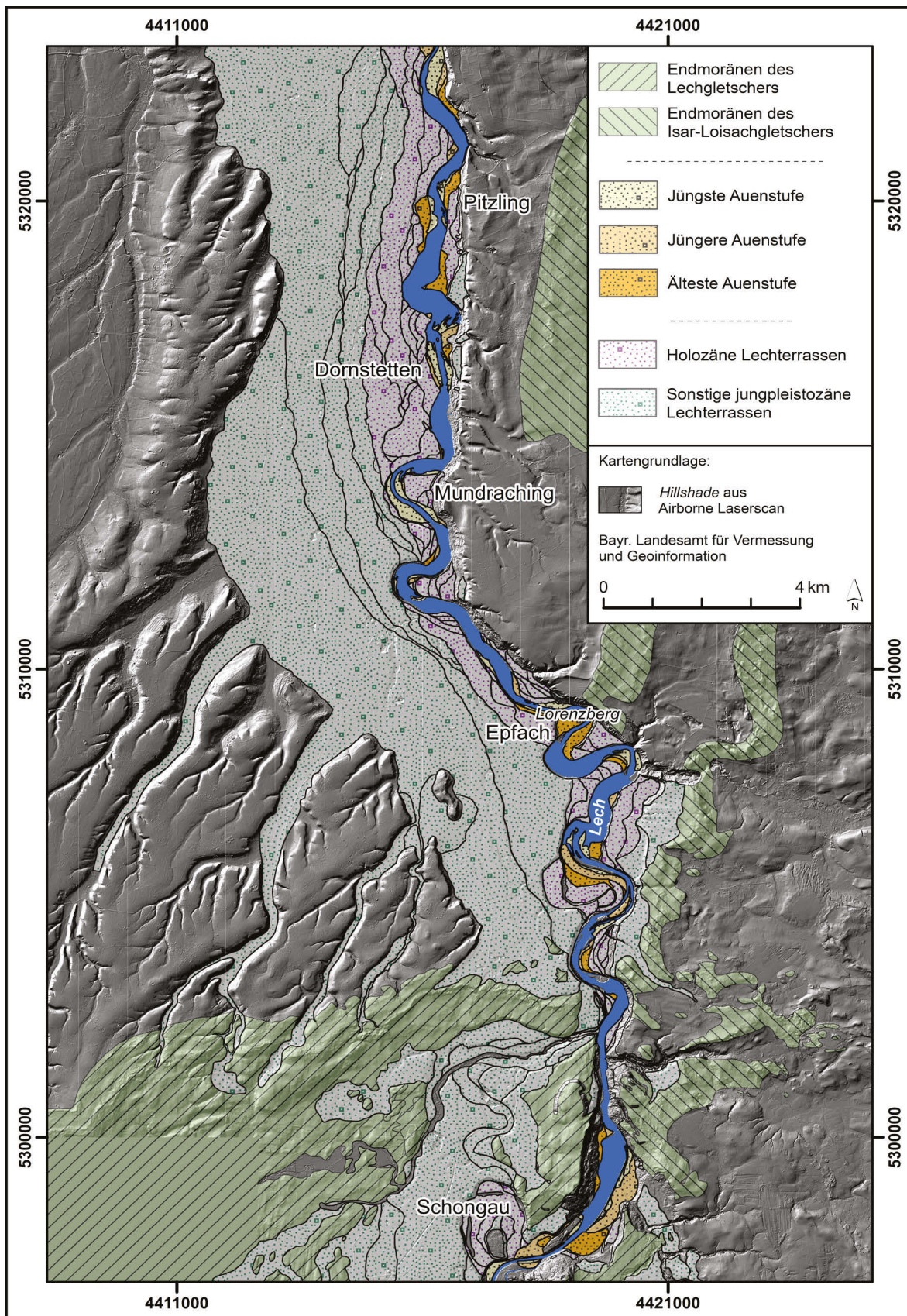


Abb. 57: Die Verbreitung der „Auenstufen“ im südlichen Talabschnitt.

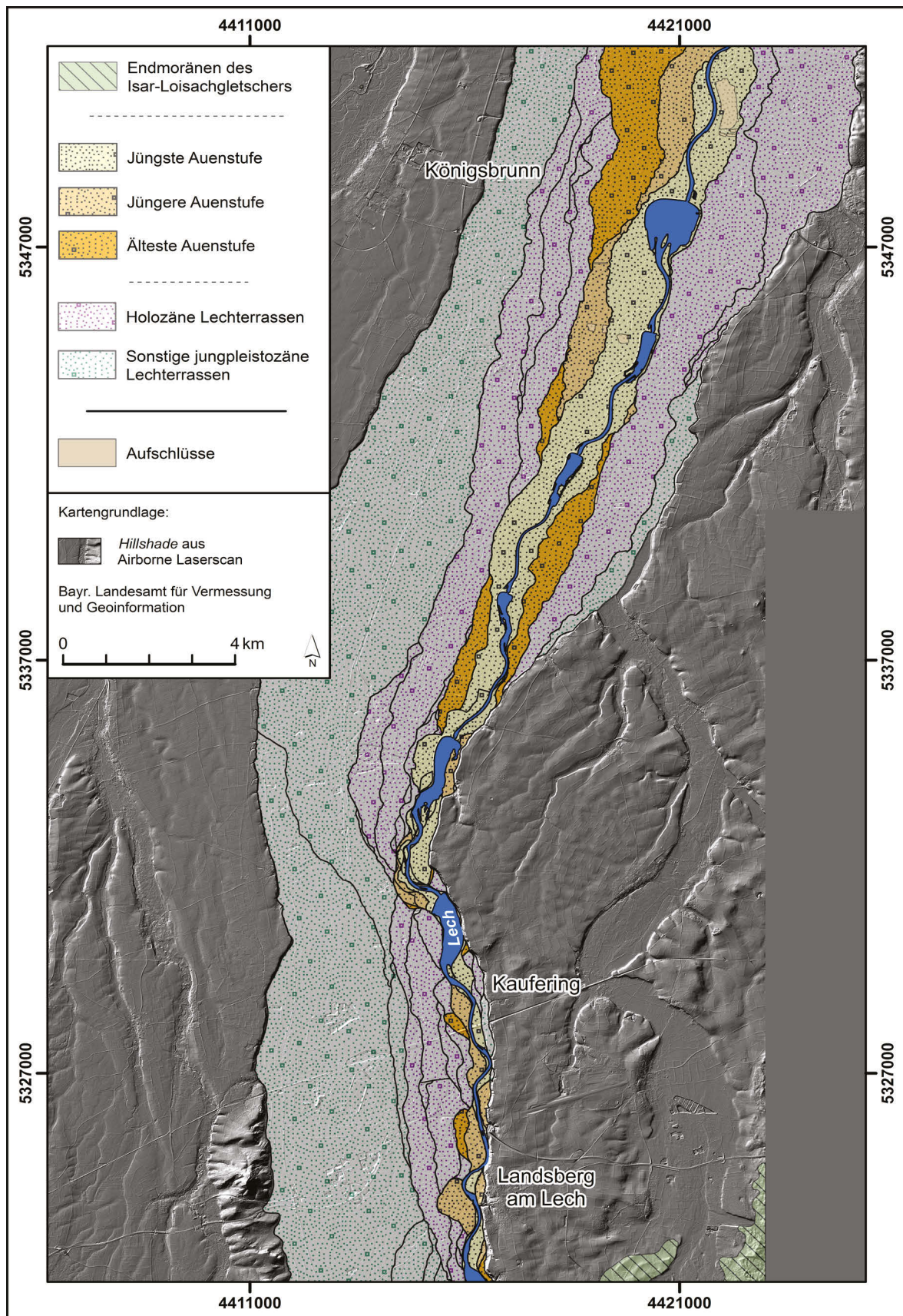


Abb. 58: Die Verbreitung der „Auenstufen“ im nördlichen Talabschnitt.

Zuordnung der stark zerstückelten und oft auch isolierten Auenterrassen schwierig. Dennoch können drei Talauenniveaus unterschieden werden, die angelehnt an DIEZ (1968) als „Jüngste Auenstufe“, „Jüngere Auenstufe“ und „Ältere Auenstufe“ bezeichnet werden (Abb. 57 u. 58). Der maximale Höhenunterschied zwischen der am höchsten gelegenen römerzeitlichen „Älteren Auenstufe“ und der am niedrigsten gelegenen neuzeitlichen Terrasse beträgt bei Epfach etwa 3 m (Abb. 57). Dabei ist anzumerken, dass die Oberflächenniveaus innerhalb der einzelnen Auenterrassen und insbesondere das Niveau der „Jüngsten Auenstufe“ südlich von Landsberg teilweise um mehrere Dezimeter bis Meter schwankt. Vermutlich liegen, wie bereits von SCHIELEIN et al. (2011) im Lechmündungsbereich nachgewiesen, in diesem Schwankungsbereich weitere Auenterrassenzwischenniveaus. Deren Erfassung wäre lediglich auf Basis des mittleren natürlichen Flusswasserspiegels des Lechs möglich, welcher jedoch im Zuge des engmaschigen Stauwehrbaus, insbesondere in den 1940er Jahren (BAUER 1979), vollends zerstört wurde. Deswegen wurden bei der morphologischen Geländeaufnahme die verschiedenen jüngsten Niveaus zur „Jüngsten Auenstufe“ zusammengefasst. Hinzu kommt die Tatsache, dass in Folge des Stauwehrbaus vor allem südlich von Landsberg sowohl die „Ältere Auenstufe“ als auch die „Jüngere Auenstufe“ heute ganzjährig trocken liegen, wohingegen die Niveaus der „Jüngsten Auenstufe“ oft deutlich unterhalb des durchschnittlichen Staupegels der einzelnen Stauwehre liegen (Abb. 57). Da der Rückstau effekt mancher Staustufen im extremen Fall bis zu 3 km flussaufwärts reichen kann, sind Flächenverluststrecken der „Jüngsten Auenstufe“ von bis zu 2 km die Folge. Infolgedessen sind größere Auengebiete lediglich bei Epfach, Mundraching und Dornstetten sowie flussabwärts bei Pitzling und Landsberg oberhalb des mittleren Lechwasserspiegels erhalten (Abb. 57).

Nördlich von Landsberg nimmt das Mäandrieren des Lechs deutlich ab, und im Zuge der zunehmenden Talbreite nördlich von Kaufering wächst zudem die Breite der Auenareale (Abb. 58). Dementsprechend bilden nördlich der Staustufe Kaufering die nun fast höhengleichen Auenterrassen einen bis an den Nordrand des Untersuchungsgebietes reichenden, 15 km langen und den Lech in durchschnittlich 800 m Breite beiderseitig begleitenden Streifen, der in seiner maximalen Ausdehnung - bei Königsbrunn - auf eine Breite von 3,7 km anwächst (Abb. 58). Spätestens dort sind die Auenterrassen als vollkommen höhengleiche Reihenterrassen ausgebildet.

Da der Auenstreifen in großen Arealen von Auwald bedeckt ist, können die einzelnen Auenterrassen nur schwer durch eine herkömmliche morphologische Kartierung unterschieden werden. Mit Hilfe des hochauflösenden Geländemodells konnte schließlich über den Verlauf der primären Aurinnenscharen eine Abgrenzung erfolgen. Dabei zeigt insbesondere die „Jüngste Auenstufe“ eine starke Reliefierung von sich verzahnenden, meist parallel zum rezenten Lech verlaufenden Aurinnensystemen

und Paläoflussbetten. Daneben prägen metertiefe Strudellöcher und weit gestreckte Sand- und Kiesrückenareale die Auenoberfläche. Letztlich spiegelt sich in ihrem Relief das junge Alter einer teilweise noch im 19. und 20. Jahrhundert aktiv gestalteten und von zahlreichen Einzelarmen durchzogenen Flusslandschaft wider.

Das Oberflächengefälle der Auenstufen schwankt zwischen 2,8 ‰ im südlichen Untersuchungsgebiet und 2,4 ‰ im nördlichen.

5.3.2 Mächtigkeiten, Lithologie, Deckschichten und Altersstellung

Die Kieskörper im Bereich der Auenterrassen, die bereichsweise bis an die Terrassenoberfläche reichen, sind in der Regel zwischen 2 und 9 m mächtig. Einige wenige Bohrungen deuten auf Mächtigkeiten von bis zu 12 m hin. Aufgrund ihrer flussnahen Lage sind Aufschlüsse im Bereich der „Auenstufen“ sehr selten. Dementsprechend liegen keine Informationen zum Sedimentationsbild der „Auenstufen“ oder einer eventuellen Unterlagerung durch ältere Sockelschottern vor. In den Arealen mit geringen Quartärmächtigkeiten ist allerdings davon auszugehen, dass die Quartärbasis der Terrassenbasis entspricht.

Auf den Oberflächen der „Auenstufen“ sind großflächig Auenmergeldecken und Flusssanddecken mit Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern verbreitet. In ehemaligen Flussrinnen oder Gleithangarealen treten oft mächtigere Aurinnenfüllungen in Größenordnungen von bis zu 1,5 m auf. BRUNNACKER (1964) beschreibt auf der römischen „Älteren Auenstufe“ unterhalb des Lorenzberges bis zu 2 m mächtige Fluss- bzw. Auenmergel, die zur Basis hin sandiger werden. Auf den Auenmergeln und Flusssanden sind in der Regel (Auen-)Rendzinen bzw. rendzinaartige Böden ausgebildet, deren Entwicklungstiefen zwischen 10 und 40 cm schwanken. Am Fuße des Lorenzberges, auf der „Älteren Auenstufe“, beschreibt BRUNNACKER (1964) Mullrendzinen. Im Bereich der „Jüngsten Auenstufe“ dominieren aufgrund des starken Grundwassereinflusses nicht selten Gley-Rendzinen (SCHREIBER 1985).

Die Bildungszeiten der „Auenstufen“ können vor allem auf Basis von archäologischen Funden und Befunden, Baudenkmalern und historischen Kartenwerken umrissen werden. Archäologische Funde am Fuße des Lorenzbergs bei Epfach weisen nach ULBERT (1964) und BRUNNACKER (1964) der „Älteren Auenstufe“ eine Bildung in der römischen Kaiserzeit zu. So wurden frühromische Kleinfunde an der Basis der Stufe und Reste einer Befestigungsanlage aus dem 4. Jahrhundert im Bereich der Terrassenoberfläche gefunden. Daraus resultierend kann bei der „Älteren Auenstufe“ von einer Bildungszeit in einem Zeitraum von maximal 400 Jahren ausgegangen werden. Im Bereich der Altstadt von Landsberg findet man auf der „Älteren Auenstufe“ bereits hochmittelalterliche Gebäudereste. Die „Jüngste Auenstufe“ konnte mit Hilfe historischer Flurkarten (Bayerische Urkatasteraufnahme) aus der ersten Hälfte des 19.

Jahrhunderts altersmäßig in die späte Neuzeit eingestuft werden. Für die „Jüngere Auenstufe“ fehlen solche Informationen. Eingegrenzt durch die bekannten Bildungszeiten der „Älteren“- und der „Jüngsten Auenstufe“ wird eine Entstehung im Mittelalter vielleicht auch noch in der jüngeren Neuzeit angenommen.

5.4 Zwischenresümee

Im Rahmen der oben beschriebenen aktuellen Kartierungen können für den untersuchten Lechtalabschnitt unterhalb der früh- bzw. mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse bis zu 19 Einzelterrassen unterschieden werden (Tab. 6). Dabei konnten die Ergebnisse älterer Kartierungen (u. a. BRUNNACKER 1964; DIEZ 1968; SCHREIBER 1985) erweitert, teilweise auch revidiert werden. Neu ausgegliedert wurden die „Mundrachinger Stufe“ und die beiden „Seestallstufen“. Die von DIEZ (1973) für die Lokalaufnahmen des Kartenblattes GK 25 7931 Landsberg am Lech ausgewiesenen Lechtterrassen („Stufe von Pitzling“, „Stufe von Spötting“, „Stufe vom Zehnerhof“, „Stufe vom Bahnhof Kaufering“) gehen größtenteils in den drei oben genannten Terrassen auf.

Der stratigraphischen Terrassenabfolge entsprechend werden die Hauptniederterrasse (inklusive Ältere Hauptniederterrasse), die „Stufe von St. Ursula“, die „Stufe von Altenstadt“, die „Stufe von Hohenfurch“ und die „Stufe von Schongau-Peiting“ dem Hoch- und Späthochglazial zugerechnet. Während die „Stufe von Schongau-Peiting“ nicht eindeutig dem Späthochglazial zugeordnet werden kann, ist die „Stufe von Unterigling“ eine eindeutig spätglaziale Bildung. Die „Zwischenstufe“ und die „Stufe von Friedheim“ können nicht eindeutig dem Spätglazial zugeordnet werden, da einzelne numerische Altersbelege eine präboreale Altersstellung andeuten (Tab. 6). Holozäne Lechtterrassen bilden die „Epfachstufen“, die „Mundrachinger Stufe“, die „Lorenzbergstufen“, die „Seestallstufen“ und die drei jungholozänen „Auenstufen“ („Ältere Auenstufe“, „Jüngere Auenstufe“, „Jüngste Auenstufe“).

Bezüglich der räumlichen Erstreckung der einzelnen Terrassen zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen dem südlichen Untersuchungsabschnitt (Hohenfurch – Kaufering, Abb. 59) und den nördlichen Arealen (Kaufering – Kissing, Abb. 60). Den südlichen Talraum kennzeichnet die Tatsache, dass sich der Lech spätestens seit dem Späthochglazial schrittweise in Richtung seiner östlichen Talflanke verlagerte. Das hat zur Folge, dass eine weit ausgebreitete Terrassenlandschaft, von einzelnen schmalen Terrassenrelikten am östlichen Talrand abgesehen, lediglich westlich des aktuellen Lechlaufs ausgebildet ist. Der zwischen Hohenfurch und Landsberg stark mäandrierende Lech zerschnitt zudem alle lechnahen, vorwiegend holozänen Terrassenflächen in einzelne, oft nur wenige hundert Meter lange Terrassenfragmente. Dementsprechend sind dort lediglich die hochwürmzeitlichen, bereichsweise auch noch die spätwürmzeitlichen Terrassen über weite Areale ausgebildet.

Tab. 6: Die Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Schongau und Kissing im Überblick.

Terrassenstufen	Quartärmächtigkeiten	Altersstellung	Altersbelege
Jüngste Auenstufe	2 bis 12 m	Neuzeitlich	Historische Karten
Jüngere Auenstufe		Mittelalterlich	Archäologische Daten
Ältere Auenstufe		Römerzeitlich	Frührömische Kleinfunde an der Terrassenbasis; Reste einer römerzeitlichen Befestigungsanlage aus dem 4. Jahrhundert n. Chr. an der Terrassenoberfläche (ULBERT 1964)
Obere und Untere Seestallstufe	2 bis 10 m	Subboreal (Atlantikum?)	---
Obere und Untere Lorenzbergstufe	2 bis 4 m		ca. 4.000 a ¹⁴ C BP (SCHREIBER 1985) < 5.360 ± 60 a ¹⁴ C BP (Torfhorizont aus Deckschichten) (GROTTENTHALER 2009)
Mundrachinger Stufe	6 bis 17 m	Atlantikum	Lech08/4: 5.720 ± 40 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Mergelscholle) DP7831/13b: 5.855 ± 205 a ¹⁴ C BP (Holzhäcksel in Humusscholle) 5.900 ± 40 a ¹⁴ C BP (Holzhäcksel in Mergelscholle) (NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG)
Obere und Untere Epfachstufe	2 bis 26 m	Präboreal	LeWe11/1: 9.890 ± 50 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Mergelscholle) Lech08/2: 9.950 ± 50 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Humusscholle)
Zwischenstufe und Stufe von Friedheim	18 bis 23 m	Würm-Spätglazial / Präboreal (?)	LeWe09: 9.520 ± 50 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Mergelscholle) LeWe10: 10.000 ± 50 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Mergelscholle) LeWe01: 10.120 ± 60 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Mergelscholle)
Stufe von Unterigling	5 bis 24 m	Würm-Spätglazial	LeWe06: 11.190 ± 50 a ¹⁴ C BP (Holzhäcksel in Mergelscholle) LeWe07: 11.760 ± 50 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Mergelscholle) LeWe12: 12.590 ± 50 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Mergelscholle) LeWe11: 12.610 ± 50 a ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Mergelscholle) Obo1: 11,5 ± 2,2 ka (OSL, Feldspat) LeWe15: 12,7 ± 1,5 ka (OSL, Feldspat) Obo2: 13,1 ± 1,6 ka (OSL, Quarz) Obm3: 13,6 ± 1,2 ka (OSL, Quarz) LeWe14: 15,3 ± 2,4 ka (OSL, Feldspat)
Stufe von Schongau-Peiting	16 bis 31 m	Würm-Spätglazial	Anschluss an Jungendmoränen ("Bernbeuren"- bzw. "Weilheim"-Stadium) (?)
Stufe von Hohenfurch	ca. 23 m		Anschluss an Jungendmoränen ("Haslach"- bzw. "Wessobrunn"-Stadium)
Stufe von Altenstadt	9 bis 27 m		Anschluss an Jungendmoränen ("Tannenberg"- bzw. "St. Ottilien"-Stadium)
Stufe von St. Ursula	---		Anschluss an Jungendmoränen ("Staffelauwald"/-"Schwabbruck"- bzw. "Pürschwald"-Stadium)
Hauptniederterrasse	15 bis 68 m	Würm-Hochglazial	Anschluss an Jungendmoränen ("Sachsenried"- bzw. "Reichling"-Stadium)

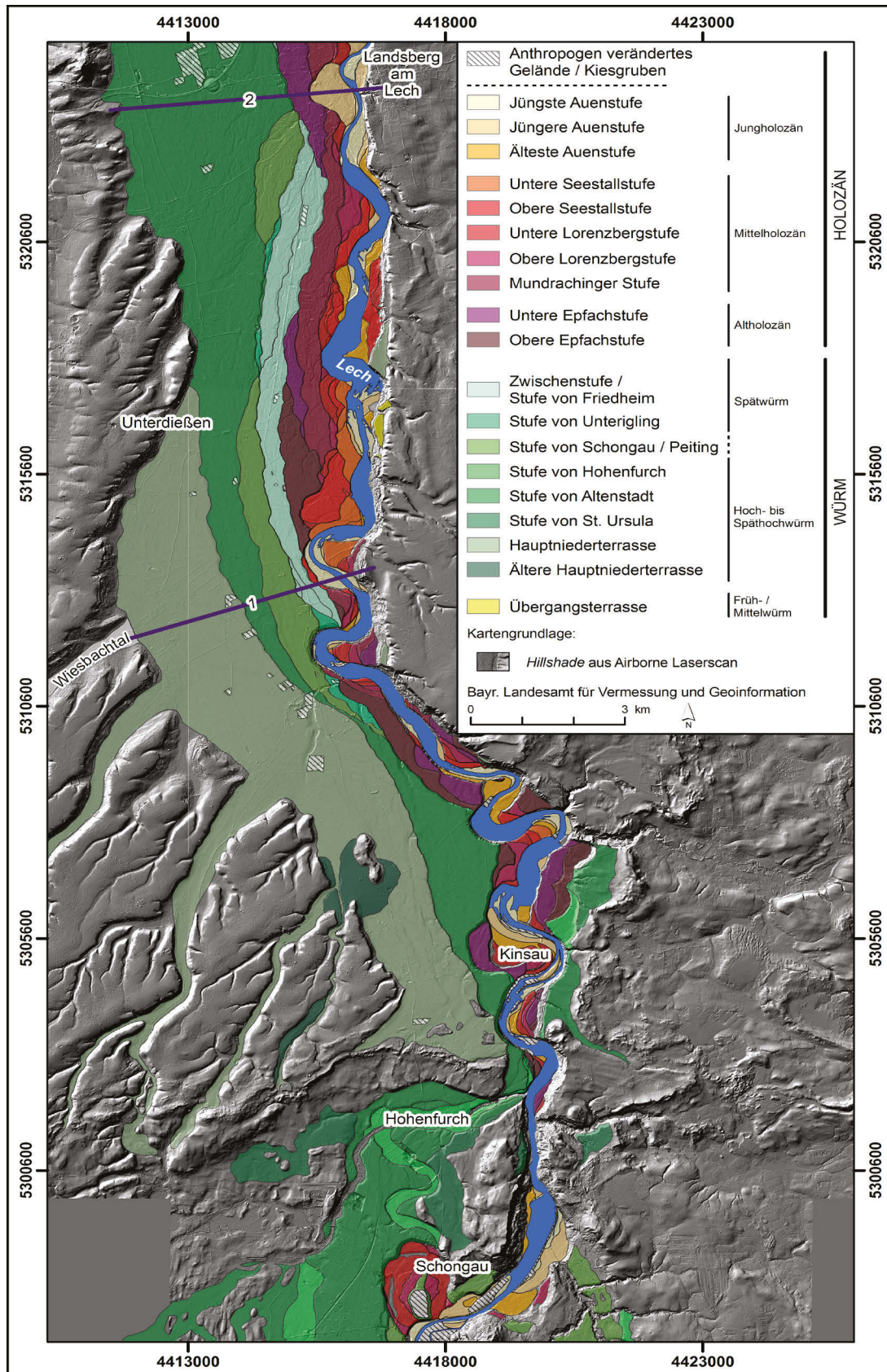


Abb. 59: Übersicht über die jungquartäre Terrassengliederung zwischen Hohenfurch und Kaufering (südlicher Talabschnitt - inklusive der Lokalität der Talquerprofile).

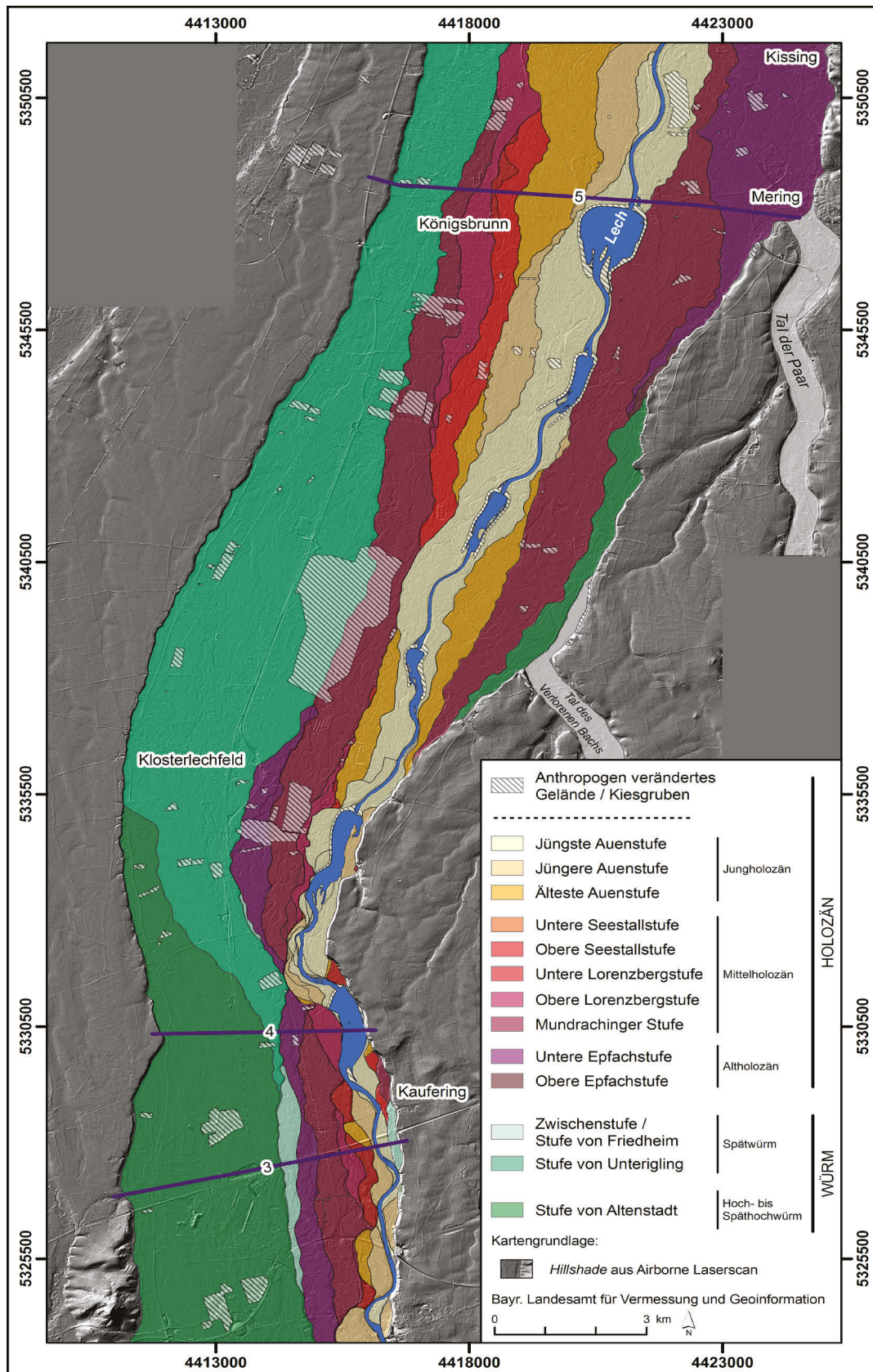


Abb. 60: Übersicht über die jungquartäre Terrassengliederung zwischen Kaufering und Kissing (nördlicher Talabschnitt - inklusive der Lokalität der Talquerprofile).

Erst nördlich von Scheuring löst sich der Lech von seiner östlichen Talflanke und bildet auch dort weit gestreckte holozäne Terrassenfluren. Dominiert wird der Talraum dennoch von der spätglazialen „Stufe von Unterigling“. Deren Oberflächenanteil sinkt jedoch im weiteren Talverlauf zugunsten der holozänen Terrassenflur, bei der vor allem die „Mundrachinger Stufe“ eine immer dominantere Rolle einnimmt.

Die Oberflächenmorphologie der Lechterrassen ist direkt mit deren Deckschichtenmächtigkeiten und deren Altersstellung verknüpft. Infolgedessen können auf den älteren Glazialterrassen im südlichen Untersuchungsabschnitt (Hauptniederterrasse bis „Stufe von Altenstadt“) nur selten Rinnenstrukturen nachvollzogen werden. Dem entgegen sind die Oberflächen aller jüngeren Lechterrassen von mehr oder weniger stark ausgeprägten Rinnenstrukturen gekennzeichnet. Dabei besitzen die Oberflächen der Postglazialterrassen im südlichen Untersuchungsabschnitt groß angelegte Mäanderstrukturen, im nördlichen Abschnitt dominieren weit angelegte Gerinnegeflechte mit einzelnen dominanten Mäanderstrukturen. Die im Allgemeinen weit geflechteten Gerinnestrukturen, die nur sehr selten über feinklastische Füllungen verfügen, besitzen meist einen terrassenparallelen Verlauf oder eine auffallend deutliche Ausrichtung von SW nach NE.

Das lithologische und sedimentologische Erscheinungsbild der Lechschotterkörper wird vom jeweiligen Sedimentationsmilieu des Lechs bestimmt. Die im frischen Aufschluss meist graubraunen Schotterkörper der würmhochglazialen, wie auch späthochglazialen Terrassen besitzen das typische Schichtungsbild eines verwilderten Flusses (*braided river*), das sich durch Trog- bis Kreuzschichtung („V-Schotter“ *sensu* SCHIRMER 1983) auszeichnet. Das Korngrößenintervall der vorwiegend matrixgestützten, seltener auch matrixfreien Kiese sinkt mit größerer Entfernung zu den jeweiligen Moränenständen. Wohingegen Sandlagen und Sandlinsen unabhängig von der Entfernung zu den Moränen in allen Tiefenlagen weit verbreitet sind. Humusschollen treten nicht auf, Mergelschollen nur selten.

Das Schichtungsbild der spätglazialen Schotterkörper weicht insofern von dem der hochglazialen ab, als dass sie eine meist nur schwache horizontale Schichtung und eine deutlich höhere Zahl von Mergelschollen besitzen. Beides weist auf eine erhöhte Abflusstätigkeit mit nur wenigen ausgeprägten Rinnensystemen hin. Die Schotterkörper der holozänen Terrassen, in denen erstmals Humusschollen auftreten, zeigen in allen Aufschlüssen vorwiegend Horizontal-, seltener auch Trogschichtung. Im Sedimentationsbild einzelner Aufschlüsse treten zudem Areale mit gut ausgebildeter großbogiger Schrägschichtung („L-Schotter“ *sensu* SCHIRMER 1983) auf. Dementsprechend kann beim holozänen Lech von einem stark verzweigten Lechlauf ausgegangen werden, der im Gegensatz zum verwilderten Fluss häufiger einen (mäandrierenden) Hauptstromstrich besitzt. Sowohl die spätglazialen als auch die holozänen Schotter-

körper liegen meist älteren, (spät-)hochglazialen Sockelschottern auf, von denen sie sich meist durch eine Blocklage bzw. Grobkieslage absetzen. In einzelnen Arealen bilden vermutlich mittelwürmzeitliche, bereichsweise sogar risszeitliche Lechschotter die Quartärbasis.

Der Grad der Bodenbildung und damit der Bodentyp der einzelnen Lechterrassen kann primär mit dem Ausgangsmaterial und der Zeitdauer der Bodenbildung verknüpft werden. Dementsprechend sind insbesondere auf den Flugsanden der hochglazialen Lechterrassen und auch auf der spätglazialen „Stufe von Unterigling“ vorwiegend mittel- bis flachgründige Parabraunerden mit tonig-lehmigem B_t-Horizont ausgebildet, der zumeist in den liegenden Schotter eingreift. Von der „Zwischenstufe“ bis zu der „Oberen Seestallstufe“ dominieren Braunerden auf Flussmergel, die durch den Ackerbau nicht selten zu Pararendzinen bzw. Kultorendzinen degradiert wurden. Die „Untere Seestallstufe“ liegt bereits im Hochflutareal des rezenten Lechs. Auf ihr sind wie auch bei den jüngeren „Auenstufen“ Auenrendzinen, vereinzelt auch Mullrendzinen auf Flussmergel ausgebildet.

Die stratigraphische Einordnung der Lechterrassen erfolgt, abgesehen von deren morphostratigraphischer Position im Lechtal, nach verschiedenen Kriterien. Während die hochglazialen, wie auch die späthochglazialen Terrassen (Hauptniederterrasse, „Stufe von St. Ursula“, „Stufe von Altenstadt“, „Stufe von Hohenfurch“) mit Moränenständen und den entsprechenden Übergangskegeln der beiden hochwürmzeitlichen Vorlandgletschersysteme (Lechgletscher, Isar-Loisachgletscher) verknüpft werden können (Tab. 6), ist dies bei der spätglazialen „Stufe von Unterigling“ nicht möglich. Ihr Alter wird durch ¹⁴C-Datierungen und OSL-Messungen belegt. Eine spätglaziale Alterstellung der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“ ist nicht gesichert, da einzelne ¹⁴C-Datierungen ein präboreales Alter nahelegen. Numerische Altersbelege liegen auch für die altholozäne „Untere Epfachstufe“ und für die mittelholozänen Terrassenkörper der „Mundrachinger Stufe“ und „Unteren Lorenzbergstufe“ vor. Das Alter der „Älteren Auenstufe“ konnte mit archäologischen Befunden belegt werden, das der „Jüngsten Auenstufe“ mit Hilfe historischer Flurkarten (Tab. 6).

6. Diskussion

In den folgenden beiden Abschnitten der Diskussion wird versucht, auf Basis der gewonnen Befunde (Kap. 5) sowohl die flussmorphologischen Erscheinungsbilder des Lech seit dem Hochglazial als auch die jungquartäre Geomorphodynamik im Lechtal zu rekonstruieren.

6.1 Die flussmorphologischen Erscheinungsbilder des Lechs seit dem Würmhochglazial

Die fluviale Morphodynamik stellte sich während des Würmhochglazials sowohl im deutschen Alpenvorland als auch in der deutschen Mittelgebirgsregion so dar, dass vertikal aufschotternde, hochenergetische Flüsse (*braided rivers*) dominierten. Im Laufe des Spätglazials kam es zu einem klimatisch bedingten Umbruch und damit auch zu einem Wechsel des flussmorphologischen Erscheinungsbildes zum mäandrierenden Fluss in den Mittelgebirgen und mäandrierenden bzw. verzweigten Gerinnen im Alpenvorland. Jedoch erfolgte dieser Wandel – auch innerhalb eines Flusssystems bzw. entlang eines Flusslaufes – nicht überall zeitgleich (u. a. SCHELLMANN 1994, 2010; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; SCHIRMER 1995; DAMBECK 2005; ERKENS et al. 2011). Rückschlüsse auf das morphologische Erscheinungsbild eines Flusses geben typischerweise die Schichtungsbilder der fluviatilen Sedimentkörper und untergeordnet auch Gerinnestrukturen auf der Terrassenoberfläche. Am Lech konnten, ergänzend zur Aufschlussinterpretation (vgl. Kap. 5), auf Basis von hochauflösenden Geländemodellen (Kap. 4.3) auch sehr schwach gezeichnete ehemalige Flussrinnen (*palaeochannels*) hervorgehoben und damit rekonstruiert werden.

Um die entsprechenden morphologischen Erscheinungsbilder des Lechs zu definieren, vergleichen und voneinander abgrenzen zu können, wird hier ein kurzer Überblick hinsichtlich fluvialer Gerinnetypen gegeben. Zur Beschreibung von Gerinneformen im Allgemeinen und damit auch zur Differenzierung verschiedener flussmorphologischer Erscheinungsbilder liegt eine große Zahl an Studien und Veröffentlichungen vor (u. a. LEOPOLD & WOLMAN 1957; LEOPOLD et al. 1995; SCHUMM 2005; BRICE 1964, 1983; MANGERSDORF & SCHEURMANN 1980; FRIEND & SINHA 1993). Die klassische Flussmorphologie unterscheidet drei Haupttypen der Gerinneklassifikation: gestreckte Flüsse, mäandrierende Flüsse und verwilderte Flüsse (*braided rivers*) (LEOPOLD & WOLMAN 1957; SCHUMM 2005). Eine notwendige Erweiterung erfuhr die Typisierung durch die sogenannten *anabranching rivers* (verzweigte Flüsse) bzw. *anastomosing rivers* (Uferwallflüsse) (u. a. BRICE 1983). Beide Flussarten sind mit den verwilderten Flüssen verwandt, unterscheiden sich von diesen jedoch durch eine größere Persistenz und damit auch flächenmäßige Ausbreitung ihrer Flussinseln. Gleichzeitig können die einzelnen Rinnen des *anabranching rivers* mehr oder weniger mäandrierenden Charakter

besitzen, wobei die Übergänge zwischen den einzelnen Gerinnetypen naturgemäß fließend sind. Der Grad der lateralen Persistenz wird vor allem durch Veränderung der Faktoren Fracht, Abfluss und Gefälle modifiziert (BRICE 1983).

Der entsprechende Ausbildungsgrad des Gerinnetyps kann anhand verschiedener flussmorphologischer Parameter berechnet werden. So wird der Mäandrierungsfaktor (Tab. 7) nach LEOPOLD & WOLMAN (1957) aus der Division der Flusslauflänge durch die Tallänge berechnet. Der Wert 1 definiert demnach einen vollkommen gestreckten Stromstrich, Werte zwischen 1 und 1,5 einen leicht bis stärker gekrümmten Flusslauf. Überschreitet der Mäandrierungsfaktor den Wert 1,5, wird von einem Mäanderfluss gesprochen. Für die Berechnung des Verzweigungsgrades eines Flusses gibt es eine Vielzahl von Rechenansätzen. Die wohl gebräuchlichsten sind der „*total braiding index*“ von BRICE (1964) und der weiterentwickelte „*braided channel ratio*“ von FRIEND & SINHA (1993). Während sich der Ansatz von BRICE (1964) auf die Größe von Inseln und Bänken bezieht, basieren die Berechnungen von FRIEND & SINHA (1993) auf der Länge aller den Hauptstromstrich umgebenden Rinnen (Tab. 7). Letzterer erwies sich aufgrund seiner Bezugnahme auf einen Hauptstrom für das untersuchte Lechtal als am praktikabelsten. Der „*braided channel ratio*“ ergibt für einen mäandrierenden Fluss einen Indexwert von 1, höhere Werten stehen für einen zunehmenden Verzweigungsgrad.

Tab. 7: Die Berechnung flussmorphologischer Kenngrößen nach LEOPOLD & WOLMAN (1957) sowie FRIEND & SINHA (1993).

Sinuositätsindex = LEOPOLD & WOLMAN (1957)	$\frac{\text{Flusslauflänge}}{\text{Tallänge}}$
Braided channel ratio = FRIEND & SINHA (1993)	$\frac{\text{Summe der Lauflänge aller primären Rinnen}}{\text{Lauflänge des Hauptstromstriches}}$

Für das untersuchte Lechtal ist zu bedenken, dass die Gerinnestrukturen auf den Lechterrassenoberflächen nicht den gesamten Terrassenbildungszeitraum repräsentieren. Zudem ist davon auszugehen, dass nicht das gesamte erhaltene Gerinnegeflecht an der Oberfläche einer Terrasse zuletzt vom Fluss benutzt worden sein muss. Quantitative Aussagen über das flussmorphologische Erscheinungsbild des Lechs können

infolgedessen nur auf Basis der mit Hilfe von Uraufnahmen nachvollziehbaren Lechläufe aus dem frühen 19. Jahrhundert getroffen werden (s. u.).

Bezüglich der Talkonfiguration kann der gesamte Untersuchungsabschnitt in zwei deutlich voneinander abweichende Talabschnitte unterteilt werden. Der südliche - zwischen Hohenfurch und Kaufering - zeichnet sich durch eine maximale Talbreite von 5,5 km aus (Abb. 59). Er verfügt, abgesehen vom Durchbruch durch die Endmoränen bei Hohenfurch, über zwei Talverengungen, nämlich südlich von Erpfting und bei Kaufering (jeweils etwa 3,7 km Talbreite). Das Talgefälle der Aue beträgt 2,8 ‰. Den nördlichen Abschnitt zwischen Kaufering und Kissing zeichnet ein kontinuierlicher Zuwachs der Talbreite auf knapp über 8 km aus (Abb. 60). Das Talgefälle der Aue beträgt dort 2,4 ‰ und ist damit etwas niedriger.

6.1.1 Hoch- und Späthochglazial

Die hoch- bzw. späthochglazialen Lechterrassen (Hauptniederterrasse, „Stufe von St. Ursula“, „Stufe von Altenstadt“, „Stufe von Hohenfurch“, „Stufe von Schongau Peiting“) sind vorwiegend im südlichen Untersuchungsabschnitt ausgebildet. Sie wurden von einem hochenergetischen, vertikal akkumulierenden verwilderten Lech (*braided river*) gebildet, besitzen jedoch, abgesehen von der „Stufe von Schongau Peiting“, keine ehemaligen Flussrinnen auf ihren Oberflächen. Solche treten nur in Arealen auf, in denen es zu einer Verengung des Lechtales kam. Den dort zunehmenden Grad des Gefälles und damit der Tiefenerosion charakterisieren gestreckte bis leicht mäandrierende Channelsysteme (Abb. 61). Jene sind im Bereich des Lechdurchbruchs bei Hohenfurch und der Talverengung südlich von Erpfting (Abb. 62) nachweisbar. Auf der „Stufe von Schongau-Peiting“, die höchstwahrscheinlich auch eine späthochglaziale Bildung ist, können erstmalig deutliche Rinnen (Abb. 61) nachgewiesen werden, die parallel zum Terrassenaußenrand verlaufen. Dies lässt sich ebenfalls durch die fortschreitende Talverengung im südlichen Untersuchungsgebiet und dem damit zunehmenden Maß der Tiefenerosion begründen.

Das allgemeine Fehlen von Rinnenstrukturen auf der Hauptniederterrasse, der „Stufe von St. Ursula“, der „Stufe von Altenstadt“ und der „Stufe von Hohenfurch“ (Abb. 61) lässt sich durch die ariden Klimaverhältnisse im Hoch- und Späthochglazial und dem damit verbundenen relativ geringen Abfluss, einhergehend mit starkem Schutteintrag von der Gletscherstirn erklären. Da großflächige Umlagerungen nur während der Tauperiode im Frühjahr und Sommer stattfanden (vgl. FELDMANN & SCHELLMANN 1994), kam es letztlich zu einer schnellen Verlandung und damit ständigen Verlagerung des weit geflechteten und relativ flachen Gerinnesystems. Ausgeprägte Gerinnestrukturen konnten sich in Folge dieser Lageinstabilität der einzelnen Gerinne nicht ausbilden.

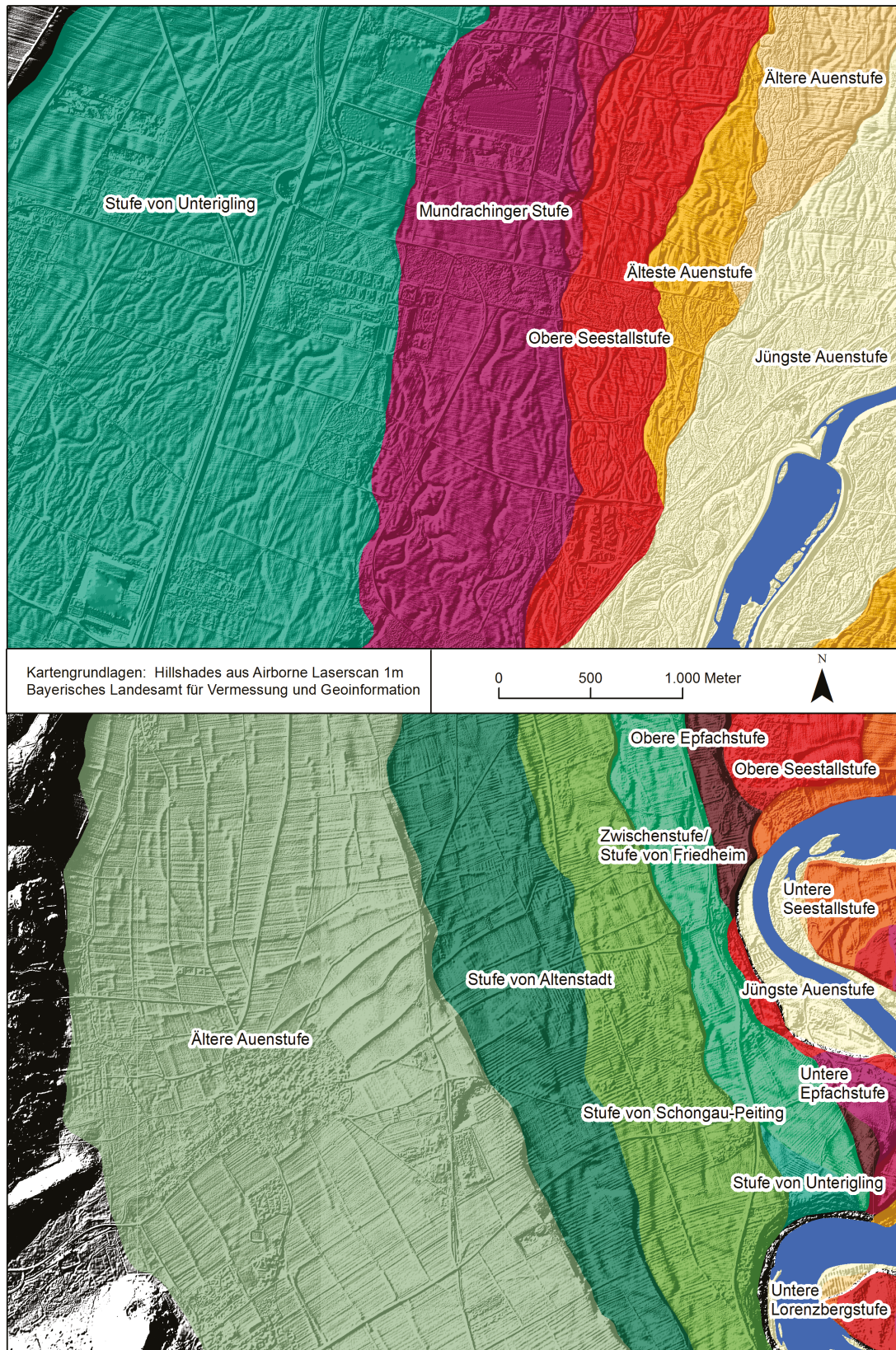


Abb. 61: Gerinnestrukturen auf den Oberflächen der jungquartären Lechterrassen im nördlichen (oben) und südlichen (unten) Untersuchungsgebiet.

6.1.2 Spätglazial

Alle im Spätglazial gebildeten Lechterrassen („Stufe von Unterigling“, „Zwischenstufe“, „Stufe von Friedheim“) besitzen im gesamten Untersuchungsgebiet ein markantes Rinnengeflecht (Abb. 61). Die jeweilige Gerinnestruktur auf den einzelnen Spätglazialterrassen unterscheidet sich jedoch beträchtlich. Auf der „Stufe von Unterigling“ prägt ein weit ausgedehntes Gerinnengeflecht, meist parallel zum Terrassenrand verlaufender, vereinzelt auch SW – NE ausgerichteter Rinnen (Abb. 61), die Terrassenoberfläche. Die „Zwischenstufe“ und die „Stufe von Friedheim“ hingegen zeigen auf ihrer Oberfläche erstmals deutliche Mäanderstrukturen (Abb. 61). Die „Stufe von Unterigling“ wurde, wie auch die hochglazialen Terrassen, ebenfalls von einem verwilderten Fluss gebildet. Das erstmalige Auftreten ehemaliger Flussarme lässt sich im südlichen Untersuchungsgebiet, wie bereits bei der „Stufe von Schongau-Peiting“, durch die in Folge der fortschreitenden Tiefenerosion zunehmende Talverengung im Spätglazial erklären. Hinzu kommt der durch die spätglaziale Gletscherschmelze (u. a. Bölling-Alleröd-Interstadial) hervorgerufene, stark gestiegene Schmelzwasserabfluss, der anhand markanter Gerinnestrukturen auf den Terrassenoberflächen belegt werden kann (Abb. 61). Im weiteren Talverlauf und damit im nördlichen Abschnitt kennzeichnet ein weit ausgebreitetes, wegen der zunehmenden Talbreite jedoch nicht so stark in die Terrassenoberfläche eingetieftes Gerinnengeflecht die Oberflächenmorphologie der „Stufe von Unterigling“ (Abb. 61). Die „Zwischenstufe“ und die „Stufe von Friedheim“, die großflächig lediglich im südlichen Untersuchungsgebiet belegt sind, wurden im jüngsten Spätglazial bzw. im Übergang Spätglazial – Holozän gebildet. Die auf deren Oberflächen auftretenden Mäanderbögen werden insbesondere in sehr schmalen Talbereichen sehr deutlich (Abb. 61). Sie sind dort weniger auf einen klimabedingten Wechsel des flussmorphologischen Erscheinungsbildes zurückzuführen, sondern vielmehr ein Resultat starker Tiefenerosion infolge der weiter zunehmenden Talverengung (bereichsweise < 900 m Talbreite). Sie bilden eine Vorstufe der sich im Holozän ausprägenden festgelegten Mäander bzw. Talmäander, wie sie direkt unterhalb der Jungmoränen auch für den Inn (MEGIES 2006) und die Isar (u. a. FELDMANN & SCHELLMANN 1994) belegt sind.

6.1.3 Alt- bis Mittelholozän

Die alt- und mittelholozänen Lechterrassen („Epfachstufen“, „Mundrachinger Stufe“, „Lorenzbergstufen“, „Seestallstufen“) besitzen allesamt ausgeprägte Rinnenstrukturen (Abb. 61). Zwischen dem nördlichen und dem südlichen Untersuchungsgebiet existieren jedoch beträchtliche Unterschiede. Im südlichen Untersuchungsabschnitt deuten bereits die mäandrierenden Außenränder der beiden „Epfachstufen“ (Abb. 43 u. Abb. 61) jenen Wechsel im flussmorphologischen Erscheinungsbild an, der sich bereits auf

der „Zwischenstufe“ bzw. „Stufe von Friedheim“ abzeichnete. Dementsprechend prägen Paläomäander weite Strecken der Terrassenoberflächen zwischen Hohenfurch und Kaufering (Abb. 43). Vereinzelt sind jene auch noch nördlich von Kaufering zu beobachten, allerdings gehen sie im weiteren Talverlauf schrittweise in ein fein verzweigtes Channelsystem über. Die gleiche Beobachtung kann auch für die „Mundrachinger Stufe“, die „Lorenzbergstufen“ und die „Seestallstufen“ gemacht werden (Abb. 61), wobei auf der Oberfläche letzterer auch zwischen Kaufering und Kissing bereichsweise groß angelegt Paläomäander ehemalige mäandrierende Hauptstromstriche nachzeichnen.

Im südlichen Abschnitt bleibt damit das vorwiegend mäandrierende Verhalten des Lechs als Zwangsmäander (vgl. MEGIES 2006) erhalten, das mit der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“ einsetzte. Im nördlichen Arbeitsgebiet etabliert sich dagegen sukzessive ein verzweigtes Flusssystem, bei dem sich schrittweise ein dominierender Hauptstromstrich durchsetzte. Es entspricht damit nach BRICE (1983) dem eines *anabranching rivers*. Der zwischen Kaufering und Kissing in geringem Maße zunehmende Grad der Lagestabilität des Lechs lässt sich mit dem periodischen Abflussverhalten des holozänen Lechs erklären. Die durch die Schneeschmelze im Frühjahr bedingten hohen Abflusswerte und die damit verbundenen Umlagerungsprozesse führten wohl eher zu einer wiederholten Verlagerung der Nebenarme.

6.1.4 Jungholozän

Die weiträumig mit Auenwald bewachsenen jungholozänen Lechterrassen („Ältere Auenstufe“, „Jüngere Auenstufe“, „Jüngste Auenstufe“) verfügen wegen ihres jungen Bildungsalters und ihrer Nähe zum rezenten Lech über feine und engmaschige Rinnensysteme. Sie zeichnen einerseits ehemalige Flussbetten nach, andererseits wurden sie durch Hochwasserereignisse gebildet. Da der neuzeitliche Lech durch Flussbegradigung, Uferverbauungen und Stauwehrebauten seines natürlichen Abflussverhaltens beraubt wurde (Kap. 2.3), wird auf die Uraufnahmen aus den Jahren 1808 bis 1819 zurückgegriffen, die eine erste geodätisch exakte Darstellung des natürlichen Lechverlaufs darstellen. Auf diesen deuten, insbesondere in den Darstellungen des nördlichen Teilabschnitts, Schummerungssignaturen leichte Verlagerungen des Hauptstromstrichs an. Der südliche Abschnitt scheint lagestabiler zu sein.

In der Gesamtbetrachtung besitzt der durch die Uraufnahmen dargestellte Lechverlauf (Abb. 62) im südlichen Abschnitt bis Kaufering ein mäandrierendes Erscheinungsbild mit geringer Verzweigungstendenz. Nördlich von Kaufering (Abb. 63) setzt sich zunehmend ein verzweigter (*anabranching*) Gerinnecharakter durch. Dieser zeichnet sich zum einen durch einen deutlichen Hauptarm mit vielen Nebengerinnen und zum anderen durch ein weiterhin beständiges Mäandrieren aller Channels aus.

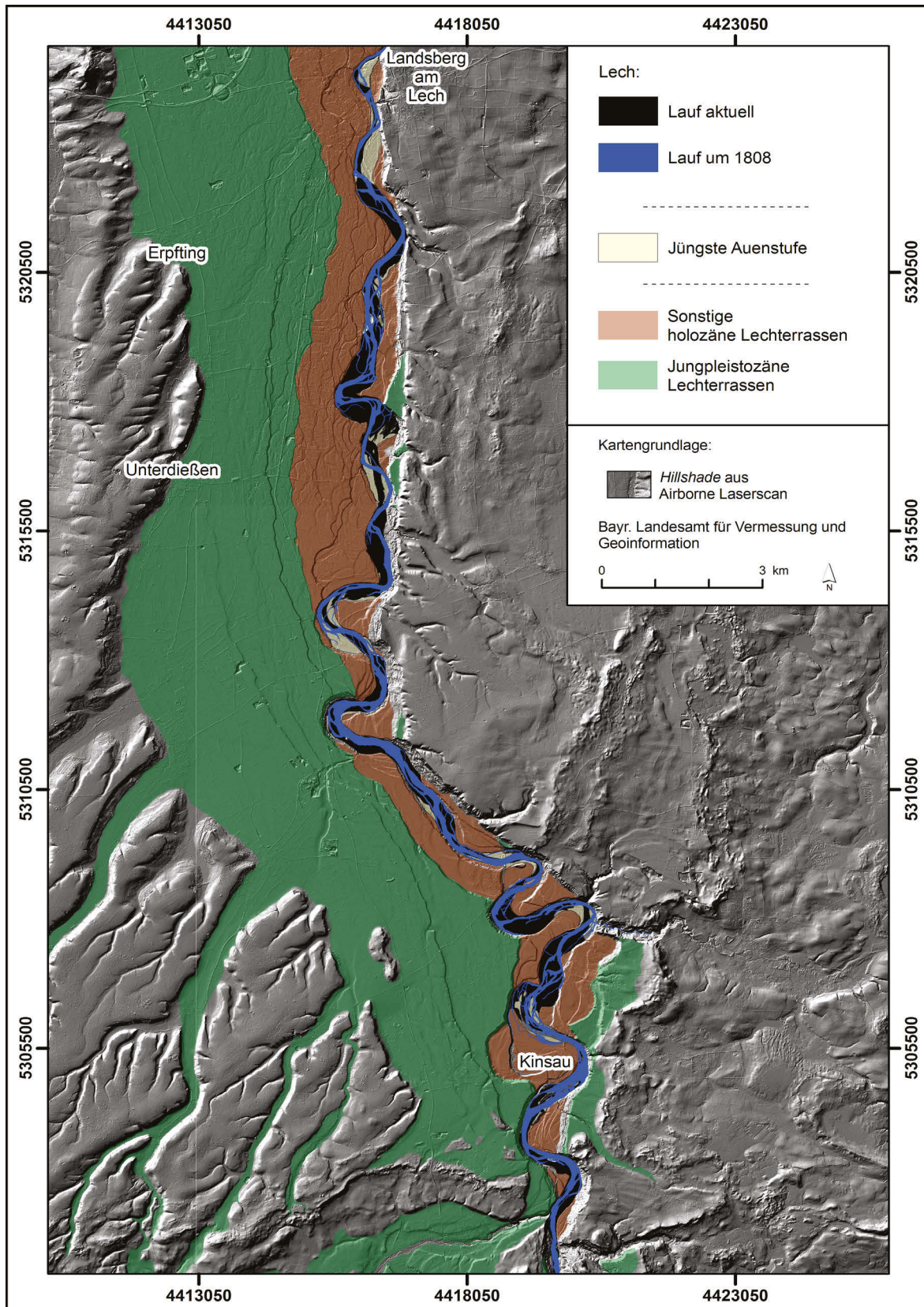


Abb. 62: Das jungholozäne flussmorphologische Erscheinungsbild des Lechs auf Basis der Uraufnahmen (1808-1819) zwischen Hohenfurch und Kaufering.

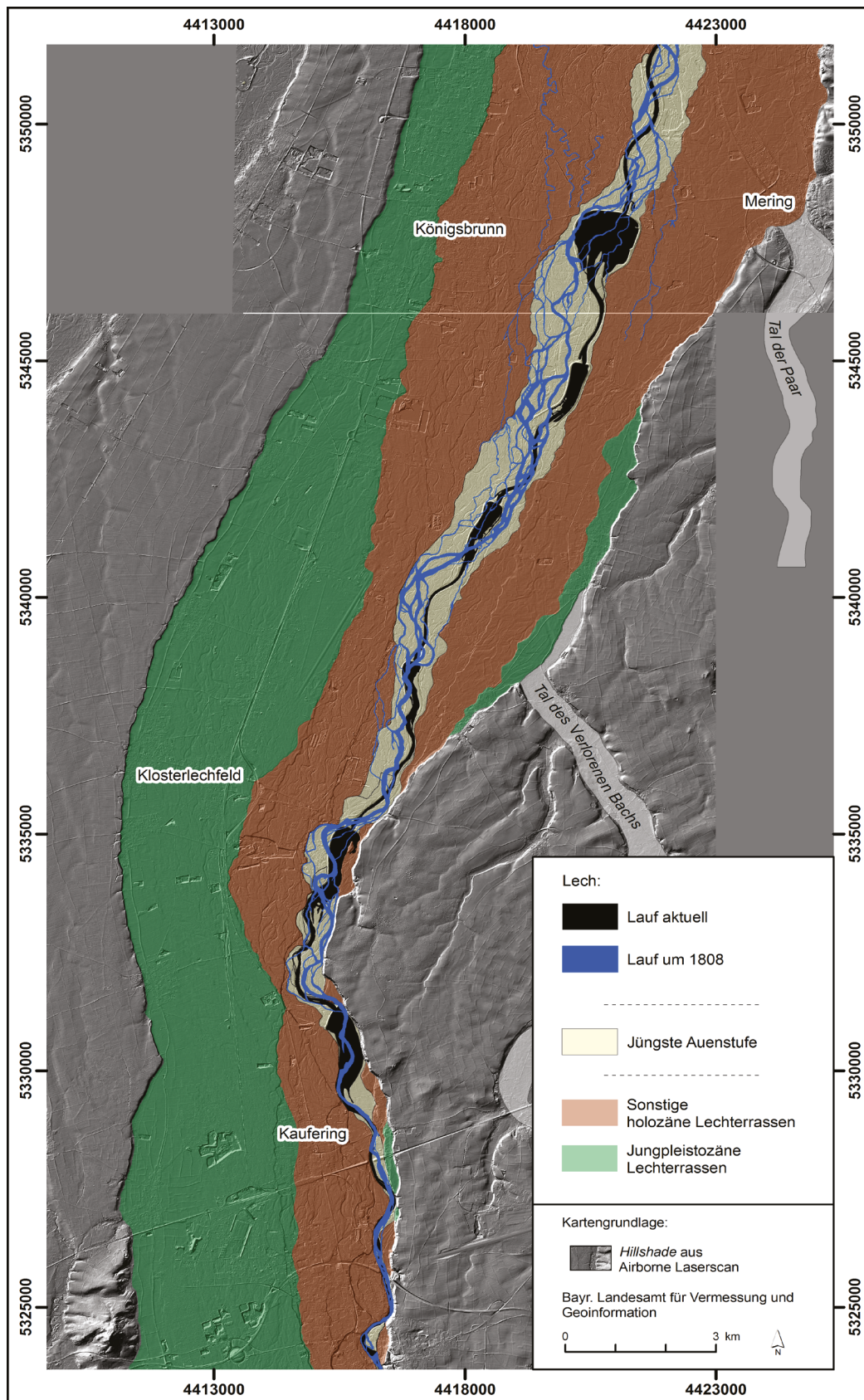


Abb. 63: Das jungholozäne flussmorphologische Erscheinungsbild des Lechs auf Basis der Uraufnahmen (1808-1819) zwischen Kaufering und Kissing.

Da beide Fließstrecken sowohl mäandrierende als auch verzweigte Komponenten besitzen, wird für eine quantitative Aussage im Folgenden der Mäandrierungsfaktor und der Verzweigungsgrad des Flusslaufes im Zeitraum 1808 - 1819 in beiden Arealen einander gegenübergestellt. Der Mäandrierungsfaktor nach LEOPOLD & WOLMAN (1957) ergibt für den südlichen Abschnitt einen Wert von 1,51 gegenüber dem Koeffizient von 1,21 für den nördlichen Abschnitt. Bei der Berechnung des „*braided channel ratio*“ (FRIEND & SINHA 1993), also des Verzweigungsgrades in beiden Arealen, ergeben sich die Werte 1,2 für den südlichen und 2,35 für den nördlichen Abschnitt. Gemessen am Mäandrierungsfaktor entspricht das morphologische Erscheinungsbild des Lechs im südlichen Abschnitt damit dem eines mäandrierenden Flusses, während der nördliche lediglich als gekrümmt (u. a. MANGELSDORF & SCHEURMANN 1980) gelten würde. Gleichermäßen ist der Verzweigungsgrad des Lechs im nördlichen Areal bedeutend höher als im südlichen. Berücksichtigt man beide Indizes, stellt der Flusslauf sowohl im südlichen als auch im nördlichen Areal aufgrund seiner mehr oder weniger starken Verzweigung übergeordnet einen *anabranching river* (BRICE 1983) dar. Gemessen an der spezifischen Ausprägungsform entspricht das morphologische Erscheinungsbild des Lechs im südlichen Abschnitt nach BRICE (1983) dem Untertypus des *sinuous point bar anabranching rivers*, im nördlichen dem des *braided point bar river*.

6.1.5 Fazit

Zusammenfassend konnte aufgezeigt werden, dass das flussmorphologische Erscheinungsbild des Lechs seit dem Würmhochglazial einem mehrfachen Wechsel unterlag. Hauptursachen dafür sind klimatische Umbrüche und unterschiedliche bzw. sich verändernde Talkonfigurationen. Klimatische Veränderungen stellen dabei eine übergeordnete Komponente dar. Als initialer Faktor bewirken sie Veränderungen im fluviatilen Haushalt (Abfluss, Gefälle, Fracht). Im Zusammenspiel mit unterschiedlichen und sich verändernden Talkonfigurationen (Talengen, Talweiten etc.) stellen sie die Grundlage für die Ausbildung der verschiedenen morphologischen Erscheinungsbilder dar. Dies kann an den beiden untersuchten Teilabschnitten des Lechs belegt werden.

Dort konnten erste Abweichungen vom typischen verwilderten kaltzeitlichen *braided river* auf den Oberflächen der „Zwischenstufe“/„Stufe von Friedheim“ beobachtet werden, die am Ausgang der Jüngere Dryas und/oder im frühen Präboreal gebildet wurden. Im südlichen Untersuchungsabschnitt deuten Mäanderbögen einen Wechsel zu einem von geringen Verzweigungen geprägten mäandrierenden Lech (*sinuous point bar anabranching river*) an. Dieses Gerinneerscheinungsbild war schließlich im gesamten Holozän bis ins Subatlantikum ausgeprägt. Im nördlichen Untersuchungsabschnitt vollzog sich seit dem Spätglazial ein Wechsel des Gerinntyps von einem verwilderten zu einem stark verzweigten Lech mit einzelnen dominanten Mäanderbögen. Erste deutliche Mäander besitzen die „Epfachstufen“. Im weiterem Verlauf des Holo-

zäns wurden die Mäander zahlreicher. Im Jungholozän ist der Lech ein von einem mäandrierenden Hauptstromstrich dominierter, verzweigter Fluss (*braided point bar river*).

6.2 Die jungquartäre Geomorphodynamik im Lechtal und regionaler Vergleich (Inn, Isar)

6.2.1 Riß/Würm Interglazial

Erstes Zeugnis einer prähochwürmzeitlichen, vermutlich letztinterglazialen, Nutzung des Lechtals ist eine Tiefenrinne in den liegenden Molassesedimenten. Sie erstreckt sich in weiten Arealen wenige hundert Meter westlich des heutigen Lechverlaufs. Dieser prähochwürmzeitliche Lech hatte sich auf knapp 2 km Breite bis zu 10 m in die Molassesande eingeschnitten (Abb. 64).

6.2.2 Früh- bzw. Mittelwürm

Die würmzeitliche Geschichte des Lechtales ist direkt mit den beiden Vorlandgletschersystemen des Iller-Wertach-Lechgletschers (Schongauer Zunge) und des Isar-Loisachgletschers (Ammerseezunge) verbunden. Informationen über das Verhalten der beiden Gletscher im Früh- bzw. Mittelwürm liegen nicht vor. Diesem Zeitraum entstammt vermutlich die nur reliktsch erhaltene Übergangsterrasse. Sie kann über Schmelzwasserbahnen direkt mit den Moränen des „Stoffener Stadiums“ (vgl. Tab. 8) des Ammerseegletschers verbunden werden. Das „Stoffener Stadium“ wird als nur lokal ausgebildete äußerste vorgeschobene Randlage (u. a. KNAUER 1929; GROTTENTHALER & MÜLLER 2011) des Ammerseegletschers bezeichnet. Es ist damit älter als die

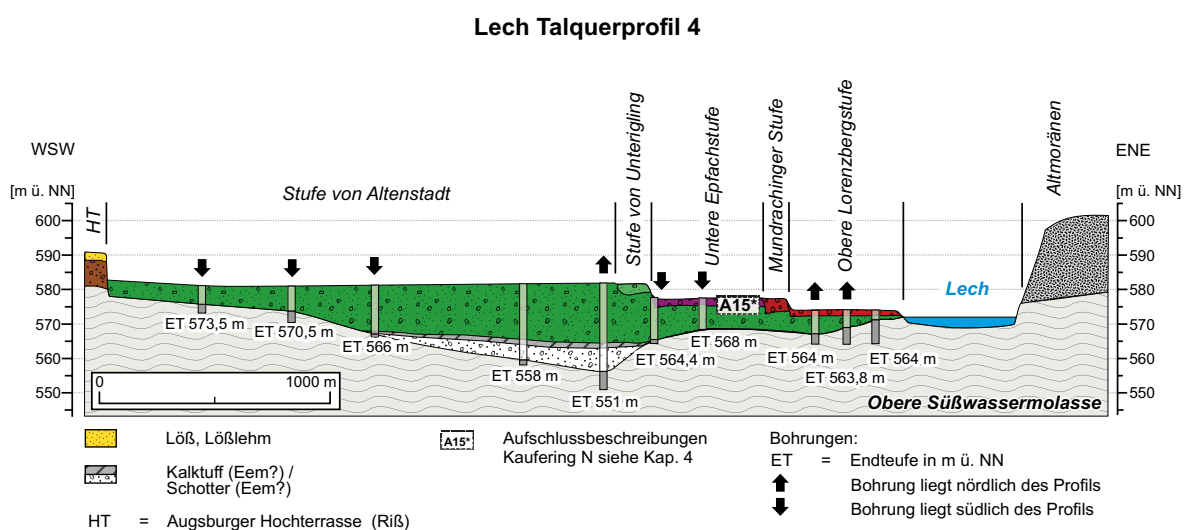


Abb. 64: Talquerprofil 4 bei Hurlach mit präwürmhochglazialer Tiefenrinne nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 60.

würmhochglaziale Haupttrandlage des Ammerseegletschers („Reichlinger Stand“). Aufgrund ihrer morphostratigraphischen Lage oberhalb der Hauptniederterrasse und unterhalb der Augsburg-Hochterrasse und dem Fehlen einer Riß/Würm-interglazialen Bodenbildung ist eine Bildungszeit der Übergangsterrasse im Früh- bzw. Mittelwürm sehr wahrscheinlich, absolute Altersbelege fehlen jedoch.

Die Übergangsterrasse wurde erstmalig von SCHELLMANN (1988, 1990) an der unteren Isar und an der Donau belegt. Sie tritt dort als morphostratigraphisches Bindeglied zwischen den risszeitlichen Hochterrassen und den hochwürmzeitlichen Niederterrassen auf. In neueren Veröffentlichungen kann SCHELLMANN (2010) an der Donau bei Straubing bis zu zwei Übergangsterrassen ausgliedern. KROEMER et al. (2007) beschreiben ein Terrassenfeld zwischen Stauffendorf und Fehmbach bei Deggendorf an der Donau ebenfalls als Übergangsterrasse. Gleiches gilt für die Tieferer bzw. Jüngere Hochterrasse von MIARA (1996) und DOPPLER (2003). Ebenso könnten einzelne Areale der Rainer Hochterrasse (SCHIELEIN, in Druckvorb.) am unteren Lech der Übergangsterrasse angehören. Dafür sprechen auch OSL-Datierungen von FIEBIG & PREUSSER (2003).

6.2.3 Hoch- und Späthochwürm

Die Entwicklung aller hoch- bis späthochglazialen Lechterrassen ist direkt mit dem Abschmelzverhalten der beiden oben genannten Vorlandgletschersystemen verbunden. Befunde, die die jeweiligen Abschmelzstände (vgl. Kap. 3.2) geochronologisch exakt definieren, liegen bisher nicht vor.

Geochronologische Befunde am Rheingletscher (IVY-OCHS et al. 2006; IVY-OCHS et al. 2008; KERSCHNER 2009) belegen jedoch, dass sich die hochglazialen Gletscher vor rund 20 ka ($20,9 \pm 1,5$ ka ^{10}Be) stabilisiert hatten. Die darauf folgende Phase des Eiszerfalls entspricht dem nur einige Jahrhunderte andauernden Zeitabschnitt zwischen der hochglazialen Vorlandgletscherstabilisierung und dem Zurückschmelzen der Gletscher an den Alpenrand. Sie wird auch als Späthochglazial bezeichnet. Das Ende des Eiszerfalls wird durch ein Radiokarbondatum (18,0 – 19,1 cal a BP) von VAN HUSEN (1977) am Traungletscher markiert. Ein jüngeres OSL-Alter aus dem unteren Brixental (KLASEN et al. 2007) zentriert das Ende des Eiszerfalls um etwa 19.000. Dem Abschmelzen der Auslassgletscher im Alpenvorland sind nach heutigem Wissensstand auch die PENCK & BRÜCKNERSCHEN (1901-1909) Stadien „Bühl“ und „Steinach“ zuzuordnen.

Am Iller-Wertach-Lechgletscher (Schongauer Zunge) und am Isar-Loisachgletscher (Ammerseezunge) dokumentieren verschiedene Rückschmelzhalte (Kap. 3.2) den bereichsweise zeitlich versetzten Rückzug der jeweiligen Gletscherstirn. Nach aktuellem Arbeitsstand können im untersuchten Lechtal neben der Übergangsterrasse bis zu fünf Terrassenstufen eindeutig mit den Übergangskegeln einzelner Endmoränenstän-

de (Tab. 8) beider Gletscher verknüpft werden. Lediglich die Anbindung der „Stufe von Schongau-Peiting“ an die jeweiligen Moränen („Stadium von Bernbeuern“ und „Phase von Weilheim“) ist nicht gesichert, jedoch wahrscheinlich.

Die Hauptniederterrasse, „Stufe von St. Ursula“, „Stufe von Altenstadt“, „Stufe von Hohenfurch“ und die „Stufe von Schongau Peiting“ sind vorwiegend im südlichen Untersuchungsabschnitt ausgebildet, wo sie etwa 65 % des Lechtals einnehmen. Die Hauptniederterrasse und ihre Teilfelder wurden von sedimentüberlasteten Schmelzwässern direkt vor der Gletscherstirn des Lechgletschers abgelagert. Bereits am Übergangskegel gehen die einzelnen Teilfelder im Hauptniveau der Hauptniederterrasse auf. Dabei ist nicht auszuschließen, dass die bis zu 68 m mächtigen Schotter der Hauptniederterrasse am Übergangskegel von älteren, früh- bis mittelwürmzeitlichen Schmelzwasserschottern oder Vorstoßschottern unterlagert werden (GROTTENTHALER 2009; GROTTENTHALER & MÜLLER 2011). Das schrittweise Zurückschmelzen der Gletscherstirn und die damit verbundenen Schmelzwassermassen bewirkten ausgeprägte Tieferlegungen der Erosionsbasis und damit die Ausbildung einer treppenartigen Terrassenlandschaft, bei der die einzelnen Terrassenoberflächen durch bis zu 15 m hohe Stufen voneinander getrennt sind. Grubenaufnahmen (u. a. A5 Unterdießen E) konnten belegen, dass es einhergehend mit den Gletscherhalten erneut zu einer Sedimentüberlastung des Lechs und damit zur Akkumulation von Schmelzwasserschottern

Tab. 8: Rückzugshalte der beiden Vorlandgletschersysteme und die damit verknüpften hoch- und späthochglazialen Niederterrassen.

	Lechgletscher (Schongauer Lobus)	Isar-Loisachgletscher (Ammersee-Lobus)	Angeschlossene Terrassen
Äußerste Randlage		Stoffen	Übergangsterrasse
Hauptrandlage	Sachsenried	Reichling	Hauptniederterrasse
Lokal ausgebildeter Rückzugsstand	Staffelau-Wald / Schwabbruck	Pürschwald	Stufe von St. Ursula
1. Rückzugsstand	Tannenberg	St. Ottilien	Stufe von Altenstadt
2. Rückzugsstand	Haslach	Wessobrunn	Stufe von Hohenfurch
3. Rückzugsstand	Bernbeuern	Weilheim	Stufe von Schongau - Peiting

kam. Dementsprechend ist davon auszugehen, dass es sich bei allen hochglazialen Niederterrassen und ihren Teilfeldern, auch direkt unterhalb des Lechdurchbruchs bei Hohenfurch, um eigenständige Akkumulationsterrassen handelt. Im Talverlauf zwischen Hohenfurch und Kaufering fallen die hochglazialen Terrassen sukzessive jüngerer Erosion zum Opfer, bis die „Stufe von Altenstadt“ bei Kaufering als letzte hochglaziale Terrasse ausgeräumt wird. Es können weder Terrassenkreuzungen (*sensu* DIEZ 1968) noch das Auslaufen der einzelnen Terrassen auf ein einheitliches Nieder-

terrassenniveau (*sensu* PENCK & BRÜCKNER 1901-1909) beobachtet werden (Abb. 14 u. 15). Unterhalb von Kaufering kann lediglich eine schmale Terrassenleiste zwischen Scheuring und Prittriching (Abb. 24 u. 60) wegen ihrer Verknüpfung mit dem ehemaligen Schmelzwassertal des Verlorenen Baches als hochglazialer Terrassenrest angesprochen werden.

Obwohl die hochglazialen Schotter im nördlichen Untersuchungsgebiet nicht weiter die Oberfläche des Lechtals bilden, unterlagern sie jedoch als Sockelschotter (u. a. Abb. 45: A 15 Kaufering Nord, Abb. 33/34: A 7 Kling) weite Areale der jüngeren Lechterrassen. Weiter nördlich bei Kissing bzw. Königsbrunn kann dies aufgrund des hohen Grundwasserspiegels nicht mehr belegt werden, von einer weiteren Unterlageung ist jedoch auszugehen.

Hochglaziale Niederterrassenschotter sind in allen größeren Tälern des Alpenvorlands vertreten. Sie konnten beispielsweise von SCHELLMANN (u. a. 1988, 1990, 2010) an der unteren Isar, von FELDMANN (u. a. 1990, 1994, 1998) an der mittleren Isar und an der Amper, von MEGIES (2006) am Inn und an der Salzach (vgl. Abb. 65) nachgewiesen werden. FELDMANN (1990) beschreibt für das Ampertal bis zu drei hochglaziale Niederterrassen, die er mit den hochglazialen Endmoränen des Ammerseegletschers verknüpft. Eine erste numerische Altersinformation bezüglich der Altersstellung der hochwürmzeitlichen Niederterrassen ergab eine ^{14}C -Datierung an Schneckenschalen (21.650 ± 250 a BP) aus den Lössdeckschichten der Salzachniederterrasse (TRAUB & JERZ 1976). OSL-Alter von Terrassenkörpern und aus den Deckschichten der Niederterrassen im Alpenvorland wurden unter anderem von FIEBIG & PREUSSER (2003) publiziert, sowie am Inn von MEGIES (2006).

6.2.4 Spätwürm

Die spätwürmzeitlichen Lechterrassen wurden gebildet, als sich beide Vorlandgletscher aus dem Alpenvorland zurückgezogen hatten. Allerdings wurde der inneralpine Eisrückzug, ebenso wie der spätglaziale Eiszerfall, von einer ganzen Reihe erneuter Gletschervorstöße unterbrochen. In der Literatur erfuhr das ursprüngliche Schema („Bühl“, „Gschnitz“, „Daun“), das von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) für alle Alpengletscher repräsentativ im Inngebiet als Bezugsraum erstellt wurde, bis heute zahlreiche Überarbeitungen (u. a. HEUBERGER 1966; VAN HUSEN 1977, 2000; REITNER 2007; IVY-OCHS et al. 2008). Nach aktuellem Stand können vier Hauptphasen von Gletschervorstößen belegt werden, die nach ihrer Typlokalität als „Gschnitz-“, „Senders/Clavadel-“, „Daun-“ und „Egesenstadium“ benannt werden. Das „Gschnitzstadium“ (16 – 17 ka, *sensu* IVY-OCHS et al. 2006) markiert den ersten nachweisbaren Gletschervorstoß aus den Hochlagen der Alpen. Er wird durch die Endmoräne von Trins im Gschnitztal definiert. Das „Senders/Clavadel-“ und „Daunstadial“ (16 – 14,7 ka, *sensu*

Im Lechtal können mit der „Stufe von Unterigling“, der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“ drei spätwürmzeitliche Terrassen (vgl. Tab. 6) belegt werden. Dabei nimmt die älteste, die „Stufe von Unterigling“, mit einem Gesamtflächenanteil von knapp 18 % neben der hochglazialen „Stufe von Altenstadt“ den größten Flächenanteil im gesamten Untersuchungsgebiet ein. Im südlichen Untersuchungsgebiet (Abb. 59) deuten nur wenige schmale Terrassenfragmente die räumliche Ausdehnung (maximal 2 km Breite) des spätglazialen Lechs an. Die dort bis zu 7 m hohe Unterscheidungskante zur nächst älteren hochglazialen „Stufe von Schongau-Peiting“ weist auf eine markante Erosionsphase im Übergang Hochglazial – Spätglazial hin. Im weiteren Talverlauf verstärkte sich zudem die Seitenerosion, in deren Folge nahezu alle älteren Lechterrassen erodiert wurden und dementsprechend weite Areale des nördlichen Lechtales von einem spätglazialen, verwilderten Lech genutzt wurden. Da



Im Lechtal können mit der „Stufe von Unterigling“, der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“ drei spätwürmzeitliche Terrassen (vgl. Tab. 6) belegt werden. Dabei nimmt die älteste, die „Stufe von Unterigling“, mit einem Gesamtflächenanteil von knapp 18 % neben der hochglazialen „Stufe von Altenstadt“ den größten Flächenanteil im gesamten Untersuchungsgebiet ein. Im südlichen Untersuchungsgebiet (Abb. 59) deuten nur wenige schmale Terrassenfragmente die räumliche Ausdehnung (maximal 2 km Breite) des spätglazialen Lechs an. Die dort bis zu 7 m hohe Unterscheidungskante zur nächst älteren hochglazialen „Stufe von Schongau-Peiting“ weist auf eine markante Erosionsphase im Übergang Hochglazial – Spätglazial hin. Im weiteren Talverlauf verstärkte sich zudem die Seitenerosion, in deren Folge nahezu alle älteren Lechterrassen erodiert wurden und dementsprechend weite Areale des nördlichen Lechtales von einem spätglazialen, verwilderten Lech genutzt wurden. Da

für die „Stufe von Unterigling“ verschiedene numerische Altersbelege (Tab. 6) einen Bildungszeitraum zwischen 11,5 und 15,3 ka (OSL) belegen, kommt für diese Erosionsphase eine Zeitspanne von maximal 2.700 Jahren (19 ka bis 15,3 ka) in Frage. Dabei ist nicht auszuschließen, dass in diesem Zeitraum eine weitere Terrasse aufgeschüttet wurde. Im rezenten Lechtal gibt es allerdings keine Hinweise für eine Terrassenbildung im frühen Spätglazial bzw. am Ausgang des Hochglazials.

Spätestens 15,3 ka (OSL) vor heute setzte die Aufschotterung der „Stufe von Unterigling“ ein. Deren bis zu 5,5 m mächtigen Ablagerungen können in einer Vielzahl von Aufschlüssen (Abb. 33/34: A7a/b Kling, Abb. 35: A8 Obermeitingen SE, Abb. 36: A9 Rinderle, Abb. 37: A10 „Alte Schachtel“, Abb. 38: A11 Graben N, Abb. 39: A12 Oberrottmarshausen S), vor allem im nördlichen Untersuchungsabschnitt, belegt werden. Dabei liegen die spätglazialen Schotter in allen Fällen noch älteren Sockelschottern auf (vgl. Kap 5.1.7.2). Von einer Tieferlegung der Quartärbasis im frühen Spätglazial ist daher nicht auszugehen.

Das horizontal geschichtete Sedimentationsbild der „Stufe von Unterigling“ gibt keine Hinweise auf etwaige Stapelungen verschiedener Schotterkörper. Dementsprechend liegen auch keine Anhaltspunkte für einen Wechsel der fluviatilen Aktivität (Erosionsphase/Akkumulationsphase) zur Bildungszeit der „Stufe von Unterigling“ vor. Eine mögliche Parallelisierung mit inneralpinen spätglazialen Gletscherständen gestaltet sich damit äußerst schwierig. Beim Versuch einer Korrelation auf Grundlage der bisher bekannten Altersdaten der „Stufe von Unterigling“ würde der angenommene Bildungszeitraum der „Stufe von Unterigling“ die alpinen Zeitmarken von „Daun-“ bis „Egesenstadium“ (vgl. Abb. 65) umfassen.

Im späten „Egesenstadium“ und damit im ausgehenden Spätglazial kam es am Lech zu einer erneuten Ausräumungsphase und unmittelbar darauf zur Akkumulation der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“. Beide nahezu höhengleichen Spätglazialterrassen setzten sich durch eine 4 m hohe Unterschneidungskante von der „Stufe von Unterigling“ ab. Aufgrund ihres sehr kurzen Ausbildungszeitraums zwischen der „Stufe von Unterigling“ und den präborealen „Epfachstufen“ stellen die bis zu 2 m mächtigen Schotterkörper (vgl. A14 Landsberg S und A13 Dornstetten) der „Zwischenstufe“ und der „Stufe von Friedheim“ Terrassenglieder dar, die eine schrittweise Tieferlegung der Erosionsbasis im Übergang Spätglazial - Postglazial dokumentieren.

Die überregionale Stellung spätglazialer Terrassen ist im Alpenvorland an mehreren Lokalisationen belegt. SCHELLMANN (1988, 1990) kann an der unteren Isar zwei Spätglazialterrassen (vgl. Abb. 65) differenzieren. Die ältere der beiden Terrassen wurde im frühen Spätglazial (Älteste Dryas) gebildet und von SCHELLMANN (1988) als Niederterrasse 2 (NT 2) bezeichnet. Die Ausbildung der jüngeren Niederterrasse 3 (NT 3)

begann bereits deutlich vor dem Bölling/Alleröd-Interstadial und dauerte bis zum Ausgang des Spätglazials (SCHELLMANN 1988, 2010; SCHELLMANN et al. 1994).

Eine Zweiteilung der spätglazialen Terrassen beschreibt FELDMANN (1990) für die mittlere Isar. Dort stellt er die NT 2 anhand verschiedener Kriterien in den Übergang Hochglazial – Spätglazial. Für die NT 3 sieht er eine Bildung in der Jüngeren Dryaszeit. Für das Ampertal unternimmt er den Versuch einer Korrelation verschiedener Talniveaus mit den spätglazialen Gletscherständen in den Alpen. Am unteren Inn, beziehungsweise auch an der Alz und der Salzach, unterscheidet MEGIES (2006) insgesamt fünf Spätglazialterrassen (vgl. Abb. 65). Dabei gliedert er zwei Hauptbildungsphasen aus. Die erste umfasst den Zeitraum Älteste Dryas bis zum Bölling-Interstadial (~16 - 14 ka) und wird aus drei Einzelterrassen (SGa1, SGa2, SGa3) gebildet. Die zweite Bildungsphase fällt in den Zeitabschnitt Alleröd – Jüngere Dryas (~14 – 11,5 ka). Sie wird durch zwei Terrassen (SGj1, SGj2) dokumentiert. Im Isarmündungsgebiet bestätigt KROEMER (2010) die dort von SCHELLMANN (1988) postulierte Zweiteilung der Spätglazialterrassen an Isar und Donau, merkt jedoch an, dass die Aufschüttung der älteren Spätglazialterrasse (NT 2) wohl bereits im ausgehenden Hochwürm begann.

6.2.5 Holozän

Im Holozän fanden zwischen Hohenfurch und Kaufering im südlichen Abschnitt und zwischen Kaufering und Kissing im nördlichen Untersuchungsabschnitt nahezu entgegengesetzte Entwicklungen der Talgeschichte statt.

Im südlichen Talabschnitt setzt sich die Ausbildung einer Terrassentreppe, die bereits im Späthochglazial begann, fort. Hauptursache hierfür ist die weiterhin bestehende Überhöhung des Talgefälles. Im Zuge der daraus resultierenden schrittweisen Talverengung und dem seit dem Holozän vorwiegend mäandrierenden Verhalten des Lechs sind insbesondere die jüngeren holozänen Terrassen nur fragmentarisch erhalten. Großflächiger verbreitet sind die altholozänen „Epfachstufen“ und die mittelholozäne „Mundrachinger Stufe“. Jungholozäne Lechterrassen sind vorwiegend an den Gleithängen der Mäanderbildungen ausgebildet, die aufgrund der starken Eintiefung des Lechs auch als Zwangsmäander (*confined meanders*) oder Talmäander bezeichnet werden können. Dieser Talsituation entsprechend sind Rückschlüsse auf die räumliche Ausdehnung der holozänen Terrassen generell schwierig.

Vollkommen anders stellt sich das Bild im nördlichen Talabschnitt, in dem ein verzweigter Lech das Talgeschehen prägte, dar. Aufgrund des geringeren Talgefälles und der zunehmenden Talbreite fielen die Erosionsphasen deutlich geringer aus, die Akkumulationsphasen entsprechend stärker. Daraus resultierend lässt sich ein sukzessives Angleichen der Terrassenoberflächenniveaus beobachten. In der Fläche stellt sich das so dar, dass sich alle holozänen Lechterrassen fächerartig ausbreiten und schließlich

als weit gestreckte, mehrere Kilometer breite Terrassenfluren beinahe das gesamte Lechtal bilden (Abb. 60). Gleichzeitig ist, zu Ungunsten der altholozänen Lechablagerungen, eine schrittweise Verjüngung des holozänen Talbodens zu beobachten.

Vermutlich werden in beiden Untersuchungsabschnitten alle alt- und mittelholozänen Lechterrassen in weiten Arealen von würmzeitlichen Schottern unterlagert. Lediglich im Bereich der „Seestallstufen“ und der drei „Auenstufen“ dürfte die Terrassenbasis größtenteils der Quartärbasis entsprechen (vgl. Abb. 66, 67 u. 68). Im Bereich der Ortschaft Königsbrunn werden auch sie von älteren Lechschottern (vgl. Abb. 69) unterlagert.

Die ältesten postglazialen Terrassenglieder bilden die „Epfachstufen“. Sie dokumentieren die Fortsetzung der schrittweisen Erosion, die bereits im Übergang Spätglazial – Holozän („Zwischenstufe“/„Stufe von Friedheim“) begann. Die Altersstellung der „Unteren Epfachstufe“ (jünger/gleich 9.900 a ^{14}C BP) macht deutlich, dass die einzelnen Erosionsphasen von der „Zwischenstufe“ bis zur „Unteren Epfachstufe“ einen Zeitraum von nur wenigen hundert Jahren umfassen.

Für die folgenden 4.000 Jahre fehlt im Lechtal jegliches Zeugnis einer Terrassenbildung (vgl. Abb. 65). Erst die nächst jüngere „Mundrachinger Stufe“ markiert eine erneute Terrassenbildungsphase, die den Zeitraum zwischen ca. 5.700 und 5.900 ^{14}C BP umfasst. Sie wurde damit im Atlantikum gebildet.

Die nächste Terrassenbildungsphase („Lorenzbergstufen“) kann aufgrund fehlender aktueller Altersbelege nicht genau gefasst werden. Ältere Altersbelege (vgl. Tab 6) deuten einerseits einen Abschluss der Terrassenbildung spätestens im jüngeren Atlantikum an (Torfhorizont aus Deckschichten 5.360 ± 60 ^{14}C BP), andererseits verweist ein Holzfund (4.000 ^{14}C BP) auf ein subboreales Alter.

Der Ausbildung der „Lorenzbergstufen“ folgte eine ausgeprägte Tiefenerosionsphase. Dabei kam es erstmalig in weiten Arealen zur Ausräumung der Sockelschotter und bereichsweise auch zu einer deutlichen Tieferlegung der Quartärbasis. Nur in den nördlichsten Arealen erfolgte vermutlich keine Ausräumung der Basisschotter. Für die darauf folgende Akkumulation der „Seestallstufen“ liegen keine absoluten Altersbelege vor. Aufgrund ihrer morphostratigraphischen Lage zwischen den „Lorenzbergstufen“ und der römerzeitlichen „Älteren Auenstufe“, muss die Ausbildung beider Terrassen etwa im Zeitraum 4.000 a BP und 2.000 a BP stattgefunden haben.

Die drei jüngsten Lechterrassen („Ältere Auenstufe“, „Jüngere Auenstufe“, „Jüngste Auenstufe“) prägt ein autentypischer Charakter mit bereichsweise wenigen Dezimeter mächtigen Auenmergeln und markanten Rinnensystemen. Die jeweilige Altersstellung der drei im Subatlantik gebildeten Lechterrassen kann insofern unterschieden werden, als dass für die „Ältere Auenstufe“ mit Hilfe von archäologischen Befunden

Lech Talquerprofil 3

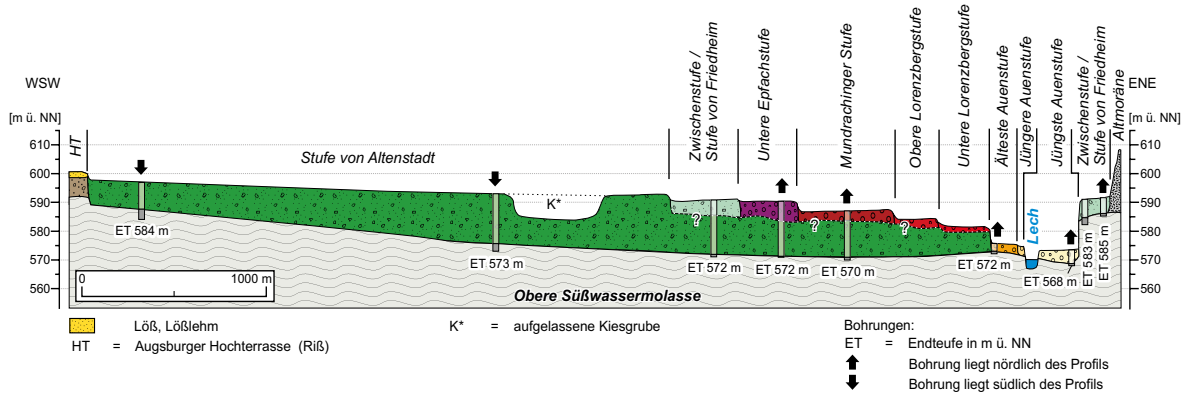


Abb. 66: Talquerprofil 3 bei Kaufering nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 60.

Lech Talquerprofil 1

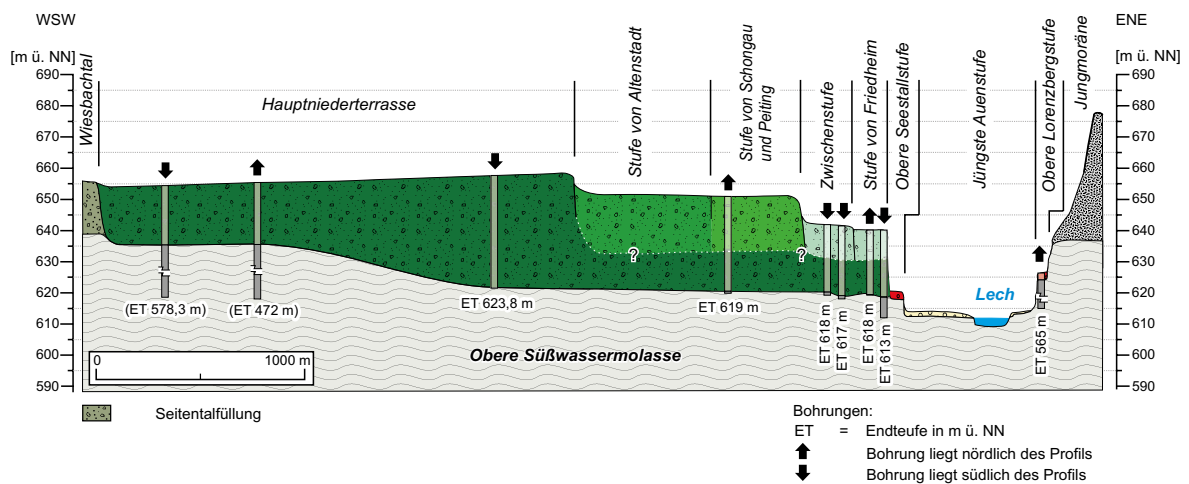


Abb. 67: Talquerprofil 1 bei Asch nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 59.

Lech Talquerprofil 2

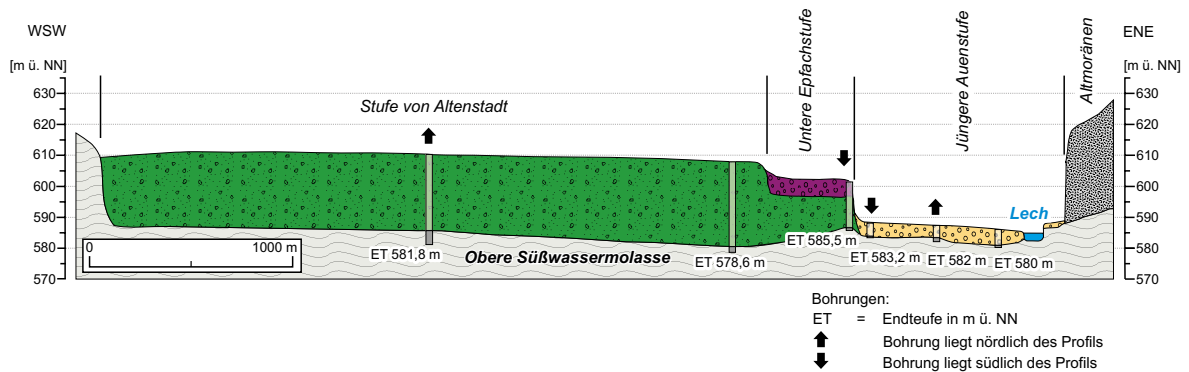


Abb. 68: Talquerprofil 2 bei Landsberg nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 59.

Lech Talquerprofil 5

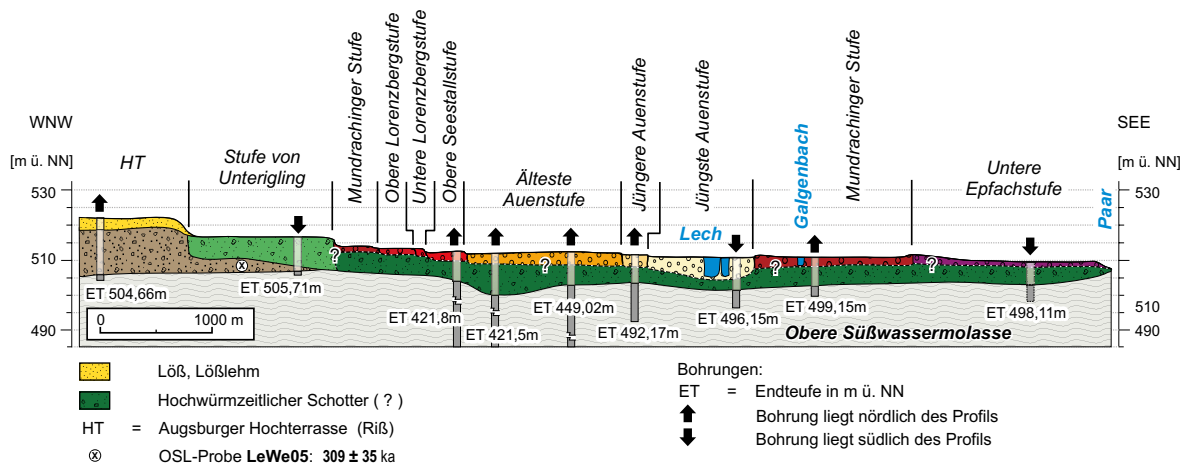


Abb. 69: Talquerprofil 5 zwischen Königsbrunn und Mering nach Aufschlussbeobachtungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Zur Lage des Talquerprofils siehe Abb. 60.

eindeutig eine Bildung zur Römerzeit und bei der „Jüngsten Auenstufe“ mit Hilfe historischer Flurkarten eine Bildungszeit in der jüngeren Neuzeit bis zur Flussregulierung belegt wurde. Die „Jüngere Auenstufe“ wurde dementsprechend im Mittelalter oder erst in der älteren Neuzeit gebildet. Die Bildungszeit der jüngsten drei Lechterrassen erfolgte also in weniger als 2.000 Jahren.

Aufgrund der relativ geringen Dichte absoluter Datierungen (Tab. 6) ist selbst eine tendenzielle Korrelation von Aktivitäten im Flussbett und eventuellen Gletscherschwankungen nicht möglich. Dies würde zudem dadurch erschwert werden, dass die genaue zeitliche Einstufung und Korrelation insbesondere alt- und mittelholozäner Moränenstände in den Alpen bis heute nur regionalen Charakter besitzt, wie beispielsweise die Gletscherstände des „Kartell-“ (10,8 ka, *sensu* SAILER 2002; IVY-OCHS et al. 2008) und des „Kromerstadiums“ (8,4 ka, *sensu* KERSCHNER et al. 2006) belegen. Trotz einzelner Altersbelege fand bis heute keine zufriedenstellende Zusammenführung der vorhandenen Einzelbefunde mit den bekannten Klimaschwankungen statt (KERSCHNER 2009).

An der mittleren und unteren Isar unterscheiden SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) und FELDMANN (1990, 1994) jeweils sieben holozäne Terrassenbildungsphasen bzw. Umlagerungsperioden (H1 bis H7, vgl. Abb. 65), die in beiden Gebieten nahezu identisch ausgeprägt sind (FELDMANN & SCHELLMANN 1994). Die altholozäne H1-Terrasse wurde im Präboreal bzw. Boreal gebildet und kann mit den „Epfachstufen“ gleichgesetzt werden. Die Bildungszeit der mittelholozänen H2-Terrasse fällt generell ins Atlantikum. Ihr Bildungszeitraum entspricht dem der „Mundrachinger Stufe“. Die subboreale H3-Terrasse korreliert am ehesten mit den „Lorenzbergstufen“, die aber

durchaus noch im Atlantikum entstanden sein können. Die jüngeren H4 bis H7-Terrassen sind im Jungholozän entstanden. Die Bildung der H4-Terrasse begann bereits im Subboreal und endete zum Ausgang der römischen Kaiserzeit. In diesen Zeitraum fallen am Lech die beiden „Seestallstufen“ und die „Ältere Auenstufe“. Die H5- und die H6-Terrasse wurden in der ersten bzw. zweiten Hälfte des Mittelalters gebildet, dem Zeitraum, dem die „Jüngere Auenstufe“ am Lech entstammt. Die neuzeitliche H7-Terrasse umfasst das Zeitfenster zwischen der Mitte des 18. Jahrhunderts und den beginnenden Isarkorrekturen in der Mitte des 19. Jahrhundert. Sie ist mit der „Jüngsten Auenstufe“ am Lech gleichzusetzen.

Am Inn werden von MEGIES (2006) sieben postglaziale Terrassen (vgl. Abb. 65) unterschieden, die sich in zwei stratigraphische Blöcke teilen lassen. Dabei repräsentieren vier Innterrassen (Ha1-Ha4) das Altholozän und drei (Hj1, Hj2, Aue) das Jungholozän. Die präborealen bzw. borealen Ha1- bis Ha4-Terrassen entsprechen daher den „Epfachstufen“ am Lech und der H1 an der Isar. Aus dem Atlantikum gibt es am Inn keine gesicherten Befunde. Die nächst jüngere Terrasse, die Hj1 ist vermutlich bereits im Subboreal entstanden. Die Hj2 kann eindeutig als römerzeitliche Bildung klassifiziert werden. Sie kommt damit der „Älteren Auenstufe“ am Lech gleich und der H4 an der Isar. Das jüngste den Inn begleitende Niveau bezeichnet MEGIES (2006) als Aue. Es würde am Lech der „Jüngeren“ und „Jüngsten Auenstufe“ entsprechen, an der Isar den Terrassen H5-H7.

6.2.6 Fazit

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die jungquartäre Talgeschichte des Lechs zwischen Hohenfurch und Kissing einer weitgehend klimabedingten Steuerung unterlag. So kann die hoch- bis späthochglaziale Entwicklung der Lechterrassen direkt mit dem Abschmelzverhalten der beiden relevanten Vorlandgletschersystemen verbunden werden. Zwar ist eine unmittelbare Verknüpfung zwischen den einzelnen intraalpinen Gletscherständen und der Ausbildung der spätglazialen Lechterrassen nicht im Detail möglich - dennoch zeigt sich der Umbruch vom hochglazialen Dauerfrostklima zum von Temperaturerhöhung und Niederschlagszunahme geprägten Spätglazialklima in Form einer deutlichen Erosionsphase, der nahezu alle hochglazialen Terrassen im nördlichen Talabschnitt zum Opfer fielen. Eine Verknüpfung der postglazialen Terrassen mit intraalpinen Gletscherdynamiken ist nicht mehr möglich. Nichtsdestotrotz zeigen die Bildungsphasen der holozänen Lechterrassen eine im Wesentlichen auffallende Synchronität mit denen des Isartales, für die bereits SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) überregionale klimatische Steuerungsmechanismen annahm.

Es bleibt zudem anzumerken, dass sich sowohl die morphologische Ausprägung als auch die räumliche Erstreckung der Lechterrassen in einem deutlichen Maß von der

jeweiligen Talkonfiguration beeinflusst zeigt. Dabei ist das schmale, von würmzeitlichen Schmelzwasserschottern stark überhöhte südliche Lechtal stets starken erosiven Prozessen unterlegen, wohingegen sich im flacheren und deutlich breiteren nördlichen Talabschnitt erosive und akkumulative Prozesse die Waage halten.

Um eine bessere Korrelation sowohl mit bekannten Klimaschwankungen als auch mit spätglazialen und holozänen Gletscherschwankungen zu erreichen, ist eine Verbesserung der geochronologischen Auflösung der einzelnen fluvialen Aktivitätsphasen nötig. Insofern sollte der Fokus weiterer Arbeiten in der systematischen absoluten Altersbeprobung der einzelnen Lechterrassen liegen.

7. Zusammenfassung

Im jungquartären Lechtal zwischen den Jungendmoränen des Lechgletschers bei Hohenfurch und Kissing bei Augsburg können auf Basis morphologischer, sedimentologischer und pedologischer Unterscheidungsmerkmalen 20 Einzelterrassen ausgegliedert werden, die, abgesehen von der Übergangsterrasse, in drei Terrassenkomplexe zusammengefasst werden können. Demnach bildet die hoch- und späthochglaziale Terrassenabfolge die Hauptniederterrasse (inklusive Ältere Hauptniederterrasse), die „Stufe von St. Ursula“, die „Stufe von Altenstadt“, die „Stufe von Hohenfurch“ und die „Stufe von Schongau-Peiting“. Spätglaziale Terrassenbildungen sind die „Stufe von Unterigling“, die „Zwischenstufe“ und die „Stufe von Friedheim“. Der holozäne Terrassenkomplex setzt sich aus zehn Einzelterrassen zusammen („Epfachstufen“, „Mundrachinger Stufe“, „Lorenzbergstufen“, „Seestallstufen“ und drei jungholozänen „Auenstufen“), wobei die „Epfachstufen“, die „Lorenzbergstufen“ und die „Seestallstufen“ Terrassenpaare darstellen, die aufgrund ähnlicher Oberflächenniveaus und beinahe identischer Gerinnestrukturen auf ihren Oberflächen zusammengefasst behandelt werden können.

Eine stratigraphische Sonderstellung nimmt die Übergangsterrasse ein, die wegen ihrer Verknüpfung mit den Endmoränen des „Stoffener Stadiums“, ihrer morphostratigraphischen Lage oberhalb des jungquartären Talbodens und den Lössdeckschichten älter als die hochwürmzeitliche Hauptniederterrasse ist und damit höchstwahrscheinlich eine früh- bzw. mittelwürmzeitliche Bildung darstellt.

Die Altersstellung der durch deutliche Terrassenstufen voneinander abgegrenzten hoch- und späthochwürmzeitliche Lechterrassen wird primär durch die Tatsache belegt, dass sie direkt mit den Übergangskegeln der beiden beteiligten Vorlandgletschersystemen und zwar des Iller-Lechgletschers und des Isar-Loisachgletschers verknüpft werden können. Lediglich für die „Stufe von Schongau-Peiting“ ist eine solche Verknüpfung nicht gesichert, jedoch wahrscheinlich. Die Sedimentkörper der hoch- und späthochwürmzeitlichen Lechterrassen charakterisiert das typische Schichtungsbild eines hochenergetischen verwilderten Flusses (*braided river*), das sich durch Trog- bis Kreuzschichtung („V-Schotter“, *sensu* SCHIRMER 1983) auszeichnet. Auf den sandigen Deckschichten sind vorwiegend mittel- bis flachgründige Parabraunerden ausgebildet.

Bei der Entstehung der spätglazialen Terrassen hatten sich die Vorlandgletscher bereits in die Alpen zurückgezogen, eine Parallelisierung mit Endmoränenständen ist daher nicht mehr möglich. Im Gegensatz zu den hoch- und späthochglazialen Lechterrassen besitzen die Sedimentkörper der spätglazialen Terrassen meist eine schwache horizontale Schichtung und eine deutlich höhere Zahl von Mergelschollen. Beides weist auf eine erhöhte Abflusstätigkeit, einhergehend mit verstärkter Seitenerosion

bei nur wenigen lagestabilen Rinnensystemen, hin. Als Bodenbildungen dominieren flachgründige Parabraunerden und Braunerden mit beginnender Tondurchschlammung.

Der holozäne Terrassenkomplex wird aus zehn Einzelterrassen aufgebaut, die im südlichen Untersuchungsabschnitt, ebenso wie die jungpleistozänen Terrassen eine markante Terrassentreppe bilden. Im nördlichen Talabschnitt gleichen sich die Oberflächenniveaus sukzessive aneinander an, bis sie eine weit gestreckte, nahezu höhengleiche Reihenterrassenlandschaft darstellen, die den Lech über viele Kilometer flankiert. Die Schotterkörper der holozänen Terrassen zeigen vorwiegend Horizontal-, seltener auch Trog-schichtung, zudem konnten Areale mit gut ausgebildeter großbogiger Schrägschichtung („L-Schotter“, *sensu* SCHIRMER 1983) nachgewiesen werden. Die Böden der alt- bis mittelholozänen Lechterrasse bilden Braunerden, die durch den Ackerbau meist zu Pararendzinen bzw. Kultorendzinen degradiert wurden. Die durch die Hochflutdynamik des Lechs tangierten jungholozänen Terrassenbildungen besitzen meist Auenrendzinen auf Flussmergeln.

Neben der morphostratigraphischen, geologisch-sedimentologischen und pedologischen Abgrenzung der Terrassen, erlauben vor- und frühgeschichtliche Fundstellen, historische Kartenwerke und letztlich (AMS) ^{14}C - und OSL-Datierungen folgende zeitliche Einstufungen der Lechterrassen:

Übergangsterrasse:	Früh- bzw. Mittelwürm
(Ältere) Hauptniederterrasse:	Würm-Hochglazial
Stufe von St. Ursula:	Würm-Späthochglazial
Stufe von Altenstadt:	Würm-Späthochglazial
Stufe von Hohenfurch:	Würm-Späthochglazial
Stufe von Schongau-Peiting:	Würm-Späthochglazial
Stufe von Unterigling:	Präbölling – Jüngere Dryas
Zwischenstufe:	Ende Jüngere Dryas
Stufe von Friedheim:	Übergang Spätglazial – Holozän
Epfachstufen:	Präboreal
Mundrachinger Stufe:	Atlantikum
Lorenzbergstufen:	Atlantikum/Subboreal(?)
Seestallstufen:	Subboreal/Subatlantikum
Ältere Auenstufe:	Römerzeit
Jüngere Auenstufe:	Mittelalter/Ältere Neuzeit
Jüngste Auenstufe:	Frühes 19. Jh. - Flusslauffestlegung

Das flussmorphologische Erscheinungsbild des Lechs vom Würmhochglazial bis zu den Flusskorrekturen im frühen 19. Jahrhundert konnte mit Hilfe von LiDAR-Daten und für das 19. Jahrhundert auf Basis historischer Karten rekonstruiert werden. Dabei wird deutlich, dass klimatische Veränderungen als initialer Faktor Veränderungen im fluvialen Haushalt bewirken. Diese zeigen sich jedoch in Abhängigkeit von talinternen Komponenten (Talbreite, Talenge, Talüberhöhung etc.) in verschiedener Ausprägung. So stellt sich das flussmorphologische Erscheinungsbild im Hoch- und Späthochglazial für das gesamte Lechtal als vertikal aufschotternder, hochenergetischer, verwilderter Fluss (*braided river*) dar. Im schmalen und stark überhöhten Talabschnitt unterhalb der Endmoränen kam es bereits im Übergang Spätglazial – Holozän zur Anlage erster größerer Mäanderbögen. Im Holozän setzte sich ein von nur wenigen Verzweigungen geprägter mäandrierender Lechlauf (*sinuous point bar anabranching river*) durch. Im deutlich breiteren und auch flacheren nördlichen Talabschnitt entstand seit dem Präboreal ein stark verzweigter Lech, bei dem sich im Laufe des Holozäns ein dominierender, mäandrierender Hauptstromstrich (*braided point bar*) durchsetzte.

Die jungquartäre fluviale Morphodynamik im untersuchten Lechtal zeigt viele Ähnlichkeiten zu der des Inns und insbesondere zur Isar. Insofern ist ein überregional wirksamer klimatischer Steuerungsmechanismus anzunehmen. Nach der hochglazialen Aufschotterung der Hauptniederterrasse dokumentieren die einzelnen späthochglazialen Lechterrassen den schrittweisen Eiszerfall im Alpenvorland. Den kräftigen klimatischen Umschwung vom Hoch- zum Spätglazial weist eine markante Erosionsphase nach, der nahezu alle hoch- und späthochglazialen Terrassen im nördlichen Talabschnitt zum Opfer fielen. Die Aufschotterung der „Stufe von Unterigling“ belegt eine erneute spätglaziale Akkumulationsphase, deren Schwerpunkt vermutlich in die jüngere Dryaszeit zu setzen ist. Der Übergang Spätglazial – Holozän wird durch eine kurze Terrassenabfolge über wenige hundert Jahre angezeigt. Aufgrund der unterschiedlichen Talkonfigurationen zwischen den beiden Talabschnitten stellt sich die holozäne Morphodynamik so dar, dass sich im weiterhin stark überhöhten südlichen Talabschnitt die Ausbildung einer Terrassentreppe, die bereits im Späthochglazial begann, fortsetzte, während sich im nördlichen Talabschnitt sukzessive eine Reihenterrassenlandschaft etablierte.

Literaturverzeichnis

- 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.
- AMMON, L. VON (1894): Geologische Übersichtskarte der Gegend von München. – Jahresber. Geogr. Ges. München (Festschr. zum 25-jähr. Bestehen), 15: 239-388; München.
- BAUER, F. (1979): Das flussmorphologische Verhalten des bayerischen Lechs. – Schriftenreihe des Bayer. Landesamtes für Wasserwirtschaft, 9; München.
- Bayerisches Geologisches Landesamt (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500.000; München.
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1996): Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. – In: Lehrbuch der Hydrologie Bd. 1; Berlin-Stuttgart.
- 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, B. & SCHIRMER, W. (1977): Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main, southern Germany. – Boreas, 6: 303-321; Oslo.
- BECKER, B., KROMER, B. & SCHELLMANN, G. (1994): Die spät- und frühpostglaziale Entwicklung der Auenwälder im Donautal und am Unterlauf der Isar. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 34: 111-122; Düsseldorf.
- BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. (1997): Vergleichende Lumineszenz-Datierungen mit IRSL und TL am Deckschichtenprofil Bobingen/Lechtal. – Z. geol. Wiss., 25 (5/6): 617-633; Berlin.
- BECKER-HAUMANN, R. (2005): Das Grönenbacher Feld bei Kempten. Neue Befunde zur Typusregion des Mindelglazials und zur Paareiszeit im bayerischen Alpenvorland. – Eiszeitalter & Gegenwart, 54: 20-35; Stuttgart.
- BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. – Geologica Bavarica, 99: 135-164; München.
- BIBUS, E. & KLÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA); Exkursionsführer zur 16. Tagung des Arbeitskreises für Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 8. – 10.5.1997 in Biberach a. d. Riss.

- BLÜCHEL, B. (1991): Zur Geologie um Burggen westlich von Schongau, unter besonderer Berücksichtigung mikrofazieller Untersuchungen an Molassekonglomeraten am Weichberg. – Dipl.-Arb. Techn. Univ. München: 160 S.; München.
- BUCH, M.W. (1988): Zur Frage einer kausalen Verknüpfung fluvialer Prozesse und Klimaschwankungen im Spätpleistozän und Holozän – Versuch einer geomorphodynamischen Deutung von Befunden von Donau und Main. – Z. Geomorph. N.F., 70: 131-162; Berlin.
- BUCH, M.W. (1989): Late Pleistocene and Holocene Development of the Danube Valley East of Regensburg. – Catena Supplement, 15: 279-287; Cremlingen.
- 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. (ed.): River meandering. Proceedings of the October 24-26 Rivers 83' Conference, ASCE: 1-29; New Orleans.
- BRUNNACKER, K. (1956): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. – München.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. – Geologica Bavarica, 34: 95 S.; München.
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – Geologica Bavarica, 43: 74-150; München.
- BRUNNACKER, K. (1960) mit Beiträgen von HOFMANN, B., JAHN, H.-C. & LUTZ, J.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 7636 Freising Süd. – 146 S.; München.
- BRUNNACKER, K. (1964): Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse bei Epfach. – Münchner Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte, 7: 140-156; München.
- BRUNNACKER, K. (1975): Aktivierungen des fluviatilen Geschehens im Holozän nördlich der Alpen. – Biuletyn Geologiczny, 19: 149-156; Warszawa.
- BRUNNACKER, K. (1977): Grundtendenzen in der geologischen Entwicklung des Binnenholozäns. – Erdw. Forsch., 13: 238-247; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 28: 399-440; Krefeld.
- BÜRGER, A. (1991): Geographie und Flussbettmorphologie des Lech. – Augsburger Ökologische Schriften, 2: 31-36, Augsburg.
- DAMBECK, R. (2005): Beiträge zur spät- und postglazialen Fluss- und Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben. – Diss. Univ. Frankfurt am Main: 246 S.; Frankfurt.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (2012): <http://www.dwd.de>, abgerufen am 07.03.2012.
- DIEZ, T. (1967): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 7931 Landsberg a. Lech. – 124 S.; München.

- DIEZ, T. (1968): Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lechs und ihre Bodenbildungen. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 19: 102-128; Öhringen.
- DIEZ, T. (1973): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7931 Landsberg a. Lech. – 78 S.; München.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – *Geologica Bavarica*, 94: 83-133; München.
- DOPPLER, G. (1993): Quartär und Molasse in Böschungen der Autobahntrasse A 96 zwischen Ammersee und Mindeltal (Oberbayern, Schwaben). – *Geologica Bavarica*, 97: 147-154; München.
- DOPPLER, G., PÜRNER, TH. & SEIDEL, M. (2000): Zur Gliederung und Kartierung der bayerischen Vorlandmolasse. – *Geologica Bavarica*, 105: 217-241; München.
- DOPPLER, G., HEISSIG, K. & REICHENBACHER, B. (2005): Die Gliederung des Tertiärs im süddeutschen Molassebecken. – *Newsl. Stratigr.*, 41 (1-3): 359-375.
- DOPPLER, G. (2003): Geologische Übersicht des westlichen pleistozänen Salzachvorlandgletschers und seines Vorlands (Oberbayern). – *Tübinger Geowiss. Arb.*, D 09: 25-46; Tübingen.
- DOPPLER, G., KROEMER, E., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 60 (2-3): 329-365; Greifswald.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande (Iller-Lechgletscher). – 427 S.; Augsburg.
- 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. & SCHELLMANN, G. (1994): Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34; Düsseldorf.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flussgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. – *Diss. Univ. Düsseldorf*: 355 S.; Düsseldorf.
- FELDMANN, L. (1991): Neue Untersuchungen zur „Fluvioglazialen Serie“ im Bereich der Münchner Schotterebene. – *Freiburger Geogr. Schr.*, 33: 107-119; Freiburg.
- FELDMANN, L. (1994): Die Terrassen der Isar zwischen München und Freising. – *Z. dt. geol. Ges.* 104 (3); Stuttgart.
- FELDMANN, L. (1998): Der würmeiszeitliche Isar-Loisachgletscher. - In: IKINGER, A. (Hrsg.): *Festschrift Wolfgang Schirmer: Geschichte der Erde*. – *Geo. Archeo. Rhein*, 2: 103-120; Münster.
- FRECHEN, M. (1994): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 44: 79-93; Hannover.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2003): Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 47 (4): 449-467; Berlin.

- FRIEND, P.F. & SINHA, R. (1993): Braiding and meandering parameters. In: BEST, J.L. & BRISTOW, C. S. (eds.): Braided Rivers. The Geological Society, Special Publications 75: 105-112; London.
- GAREIS, J. (1978): Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des spätwürmzeitlichen Eisschwundes. – Würzburger Geogr. Arb., 46: 101 S.; Würzburg.
- GERMAN, R. (1959): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federsee und Günztal. – *Geologica Bavarica*, 43: 3-72; Stuttgart.
- GERMAN, R. (1962): Zur Geologie des Lechvorlandgletschers. – *Jber. u. Mitt. oberrh. Geol. Ver. N.F.*, 44: 61-83; Stuttgart.
- GERMAN, R. & FILZER, P. (1964): Beiträge zur Kenntnis spät- und postglazialer Akkumulationen im nördlichen Alpenvorland. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 15: 108-122; Öhringen.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (2010): Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Kinsau und Prittriching – erste Ergebnisse. – *Bamberger Geogr. Schr.*, 24: 189-213; Bamberg.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (2011): Jungquartäre Flussterrassen am mittleren Lech zwischen Kinsau und Klosterlechfeld. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 60 (4): 400-413; Hannover.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (a, in Druckvorb.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7830 Schwabmünchen. – München.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (b, in Druckvorb.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7831 Egling. – München.
- GEYH, M. A. (1971): Die Anwendung der ¹⁴C-Methode. – *Clausthaler Tektonische Hefte*, 11, 118 S.; Clausthal.
- GEYH, M. A. & HENNIG, G. J. (1983): Datierungsversuche pleistozäner Proben aus dem Alpenvorland mit Hilfe mehrerer physikalischer Methoden. – *Geologica Bavarica*, 84: 177-184; München.
- GRAUL, H. (1952): Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 2: 133-146; München.
- GRAUL, H. (1953): Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorland. – *Geologica Bavarica*, 19: 238-262; München.
- GROSCHOFF, O. (1952): Pollenanalytische Datierung württembergischer Kalktuffe und der postglaziale Klimaablauf. – *Jahreshefte der Geologischen Abteilung des Württembergischen Statistischen Landesamtes* 2.
- GROTTENTHALER, W. (2009): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8131 Schongau. – München.
- GROTTENTHALER, W. & MÜLLER, M. (2011): Die Geologie beiderseits des Lechs im Raum Schongau. – *Geologica Bavarica*, 111: 163 S.; Augsburg.
- GÜMBEL C.W. (1894): Geologische Beschreibung von Bayern. – Cassel.

- HABBE, K. A. (1997): Zur Problematik der mittelpleistozänen Ablagerungen des nordöstlichen Rhein- und des Illergletschers – Eine Auseinandersetzung mit Ingo Schaefers „Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters“. *Quartär*, 47/48: 51-88.
- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. – *Wiss. Alpenvereinshefte*, 20; Innsbruck.
- HOCHWASSERNACHRICHTENDIENST BAYERN (2012): <http://www.hnd.bayern.de>, abgerufen am 07.03.2012.
- HÖFLE, B. & RUTZINGER, M. (2011): Topographic airborne LiDAR in geomorphology. – *Zeitschrift für Geomorphology*, 54 (4): 2-30; Stuttgart.
- HOLLAUS, M., WAGNER, W. & KRAUS, K. (2005): Airborne laser scanning and usefulness for hydrological models. – *Advances in Geosciences*, 5: 57-63.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – *Geol. Jb.*, 25; Hannover.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Geschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, 21: 115-130.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, FR., HEINE, KL., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *Journal of Quaternary Science*, 23: 559-573.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – *Quaternary Science Reviews*.
- JERZ, H. (1993): *Geologie von Bayern II. Das Eiszeitalter in Bayern*. – Stuttgart.
- JERZ, H. & MANGELSDORF, J. (1989): Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 39: 29-32; Hannover.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpenen Spätglazial und frühen Holozän. In: SCHMIDT, R., MATULLA, C. & PSENNER, R.: *Klimawandel in Österreich - Die letzten 20.000 Jahre ... und ein Blick voraus*: 5–26; Innsbruck.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J.M., & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – *Quaternary International*, 164/165: 21-32.
- KNAUER, J. (1929): *Geognostische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt München-West (Nr. XXVII), Teilblatt Landsberg mit Erläuterungen*. – 47 S.; München.
- KNAUER, J. (1935): Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. – *Abhdl. d. geol. Landes. a. Bay. Oberbergamt*, 21: 65 S.; München.
- KNAUER, J. (1937): Widerlegungen und Einwendungen K. Trolls gegen die Vorrückungsphasen der Würm-Eiszeit. – *Mitt. d. geogr. Ges. i. München*, 30; München.
- KNAUER, J. (1941): Zur Theorie der „überfahrenen“ Würm-Endmoränen. – *Bodenforsch. München*, 37; München.

- KNAUER, J. (1953): Die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorland. – *Pet. Geogr. Mitt.*, 97: 143-183; Gotha.
- KÖPPEN, W. P. (1923): Die Klimate der Erde – 369 S.; Berlin.
- KÖPPEN, W. & WEGENER, A. (1924): Die Klimate der geologischen Vorzeit. – Berlin.
- KOST, K., LODDENKEMPER, M., & PETRING, J. (1996): Airborne laserscanning, a new remote sensing method for mapping terrain. Third EARSeL Workshop on LiDAR remote sensing of land and sea: 89-96; Tallinne.
- KOVANDA, J. (1989): Fossile Mollusken in Kalksinterbildungen (Dauchen) am Lechufer östlich von Hurlach (nördlich Landsberg/Lech). – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 39: 33-41; Hannover.
- KRAUS, E. (1922): Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. – *Geognost. Jh.*, 34: 149-221; München.
- KROEMER, E., VEIT, A. & NEIDINGER, S. (2007): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 7143 Deggendorf. – Augsburg.
- 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 Geogr. Schr.*, 24: 79-87; Bamberg.
- KUHNERT, CH. & OHM, R.-R. (1973): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8330 Roßhaupten. – Mit Erläuterungen; München.
- KUHNERT, CH. & ROHR, W.-M. (1975): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8230 Lechbruck. – Mit Erläuterungen; München.
- LEGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg a Pleinting. – *Bull. de l' Association francaise pour l' Etude du Quaternaire*: 153-164; Paris.
- LEMCKE, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver.*, 57: 87-115; Stuttgart.
- 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.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P. (1995): *Fluvial Processes in Geomorphology*. – New York.
- MÄCKEL, R. (1993): Spät- und postglaziale Talentwicklung im Oberrhein-Tiefland und im westlichen Schwarzwald. – In: HAGEDORN, J., MÄCKEL, R., SCHMIDT, K.-H. & SCHULTE, A.: *Fluviale Geomorphodynamik in Mitteleuropa*. – *Verh. d. Deutschen Geographentages*, 48: 393-414; Wiesbaden.
- MANGELSDORF, J. & SCHEURMANN, K. (1980): *Flussmorphologie – Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure*. – München, Wien.
- MEGIES, H. (2006): Kartierung, Datierung und umweltgeschichtliche Bedeutung der jungquartären Flussterrassen am unteren Inn. – *Heideberger Geographische Arbeiten*, H. 120; Heidelberg.

- MIARA, ST. (1996): Deckschichtenuntersuchungen zur Gliederung der Rißeiszeit beiderseits der Iller im Gebiet des Rhein- und Illergletschers (westliches Alpenvorland, Deutschland). – Jb. U. Mitt. D. oberrh. geol. Vereins, N. F., 78: 359-374; Stuttgart.
- MIARA, ST. & RÖGNER, K. (1996): Die glazifluvialen Sedimente im unteren Günztal (Bayerisch Schwaben/Deutschland) nach morpho- und pedostratigraphischen Befunden sowie TL-Daten. *Eiszeitalter & Gegenwart*, 46: 32-47; Stuttgart.
- MILANKOWITSCH, M. (1930): Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. – Köppen, W.; Geiger R. (Hrsg.): Handbuch der Klimatologie, Bd. 1: Allgemeine Klimalehre; Berlin.
- MÜLLER, N. (1991): Veränderungen alpiner Wildflusslandschaften in Mitteleuropa unter dem Einfluß des Menschen. – *Augsburger Ökologische Schriften*, 2: 9-30; Augsburg.
- PARDÉ, M. (1933): *Fleuves et Rivières*. - Armand Colin; Paris.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen – Ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. – 483 S.; Leipzig.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-09): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde.; Leipzig.
- PENCK, A. (1947): Rückzug der letzten Vergletscherung. – *Erdk., Arch. F. wiss. Geogr.*, 1: Lfg. 4-6; Leipzig.
- PIEHLER, H. (1973): Die Entwicklung der Nahtstelle von Lech-, Loisach- und Ammergletscher vom Hoch- bis Spätglazial der letzten Vereisung. – Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fak. Geowiss. der Ludwig-Maximilian-Universität München.
- PIEHLER, H. (1974): Die Entwicklung der Nahtstelle von Lech-, Loisach- und Ammergletscher vom Hoch- bis Spätglazial der letzten Vereisung. – *Münchener Geogr. Abh.*, 13: 1-105; München.
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASSEN, N., KRBETSCHKE, M., RICHTER, D. & SPENCER, Q.G. (2008): Luminescence dating: basics, methods and applications. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 57 (1-2): 95-149; Hannover.
- RATHJENS, C. (1951): Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande. – *Pet. Geogr. Mitt.*, 95: 89-101; Gotha.
- REITNER, J. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination 1 in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, 164/165: 64-84.
- RÖGNER, K.J. (1979): Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland – Ein Beitrag zur präwürmzeitlichen Pleistozän-Stratigraphie. – *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, 49: 67-138; Heidelberg.
- RÖGNER, K.J. (1980): Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und Wertachtal (Bayerisch-Schwaben). – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 30: 125-144; Hannover.
- RÖGNER, K.J. (1986): Genese und Stratigraphie der ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte (Bayerisch-Schwaben). – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 36: 111-119; Hannover.

- RÖGNER, K.J. (2004): Ein Vorschlag zur Gliederung pleistozäner Ablagerungen im deutschen Alpenvorland basierend auf Ergebnissen aus der südlichen Iller-Lech-Platte. – Mitt. Geogr. Ges. i. München, 87: 235-273; München.
- ROTHPLETZ, A. (1917): Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. – Mitt. Geogr. Ges. i. München, 12 (2): 99-314; München.
- SAILER, R. (2002): Späteiszeitliche Gletscherstände in der Ferwallgruppe. – Natwiss. Diss. Universität Innsbruck.
- SCHAEFER, I. (1940): Morphologische Untersuchungen im Gebiet des jungdiluvialen Iller- und östlichen Rheingletschers und ihrem nördlichen Vorland. – Augsburg.
- SCHAEFER, I. (1950): Die diluviale Erosion und Akkumulation. – Forsch. Z. dt. Landesk., 19: 154 S.; Landshut.
- SCHAEFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. – Geologica Bavarica, 18: 1-112; München.
- SCHAEFER, I. (1957): Geologische Karte von Augsburg und Umgebung 1:50.000 mit Erläuterungen. – Bayer. Geol. L.-Amt, 92. S.; München.
- SCHAEFER, I. (1975): Die Altmoränen des diluvialen Isar-Loisachgletschers. – Mitt. Geogr. Ges. München, 12: 115-153; München.
- SCHAEFER, I. (1981): Die Glaziale Serie, Gedanken zum Kernstück der alpinen Eiszeitforschung. – Z. f. Geomorphologie, 25 (3): 271-289; Berlin.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – Diss. Univ. Düsseldorf: 332 S.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 29; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1993): La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallées dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne. – Revue Géographique de L'Est, 1993 (4): 235-259; Nancy.
- SHELLMANN, G. (1994): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flusssedimentation im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 34: 123-146; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. & SCHIRMER, W. (1994): Die Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser - ein Vergleich. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 34; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (2010): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – Bamberger Geogr. Schr., 24: 1-77; Bamberg.
- SCHEUENPFLUG, L. (1978): Zur Flussgeschichte der Paar südöstlich Augsburg (Bayerisches Alpenvorland). – Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink.; Wien.

- SCHIECHTL, H. (1981): Wasserbau am Lech in seiner geschichtlichen Entwicklung. – In: Geschichtliche Entwicklung der Wasserwirtschaft und des Wasserbaus in Bayern, 1: 121-160; München.
- SCHIELEIN, P., SCHELLMANN, G. & LOMAX, J. (2011): Stratigraphy of Late Quaternary fluvial terraces at the confluence of the Lech and Danube valleys. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 60 (4): 414-424; Hannover.
- SCHIELEIN, P. & SCHELLMANN, G. (in Druckvorb.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7331 Rain. – München.
- SCHIRMER, W. (1980) mit Beiträgen von BECKER, B., ERTL, U., HABBE, K. A., HAUSER, G., KAMPMANN, T. & SCHNITZLER, J.: Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse. – 210 S.; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse. – *Geol. Jb.*, A 71: 370 S.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1988) mit Beiträgen von SCHIRMER, U., SCHÖNFISCH, G. & WILLMES, H.: Junge Flussgeschichte des Mains um Bamberg. – Führer zur Exkursion der 24. DEUQUA-Tagung in Würzburg 1988: 39 S.; Würzburg.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. – *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd., 100: 27-51; Berlin.
- SCHNEIDER, M. (1995): Der hochwürmzeitliche Rückzug des Eisrandes im Ammersee-Lobus des Loisach-Gletschers – Zur Frage eines ehemals erhöhten Seespiegels. – *Geologica Bavarica*, 99: 223-244; München.
- SCHNETZER, R. (1936): Vorläufige Mitteilung über die geologische Bearbeitung der Reichsautobahn München-Ulm, 1. Teil. – *Schwabenland*, 3; Augsburg.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial. – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. zu Köln*, 58: 1-192; Köln.
- SCHREIBER, U. (1990): Geologische Untersuchungen im Umfeld der endjungneolithischen Siedlung bei Pestenacker (Landsberg am Lech). – *Römisch Germanische Kommission*, 71: 368-383; Frankfurt.
- SCHREIBER, U. & MÜLLER, D. (1991): Mittel- und Jungpleistozäne Ablagerungen zwischen Landsberg und Augsburg (Lech). – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. zu Köln*, 82; Köln.
- SCHREIBER, U. & HERPIN, R. (1992): Korngrößenanalysen an kalt- und warmfluvialen Sedimenten des Lechtals - Bayerisch-Schwaben. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 42: 40-51; Hannover.
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – *Geolog. Jahrb.*, 59: 3-64.
- SCHUMM, S.A. (2005): *River Variability and Complexity*. – 220 S.; Cambridge.
- SEMMELE, A. (1969): Das Quartär. – In: KÜMMERLE, E. & SEMMELE, A.: *Erl. zur geol. Karte Hessen 1: 25.000, Blatt 5916 Hochheim a. M.*: 51-99; Wiesbaden.

- SEMMEI, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. – Z. Geomorph., NF., Suppl.-Bd. 14: 105 - 112; Berlin, Stuttgart.
- SEMMEI, A. (1978): Böden und Bodenkunde in der geomorphologischen Forschung. – Festschr. Julius Fink: 511-520; Wien.
- SIMON, L. (1926): Der Rückzug des würmzeitlichen Allgäu-Vorlandgletschers. – Mitt. Geogr. Ges. i. München, 19: 1-37; München.
- SOERGEL, W. (1921): Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. – 74 S.; Berlin.
- SOERGEL, W. (1937): Die Vereisungskurve. – 87 S.; Berlin.
- STARK, F. (1873): Die bayerischen Seen und die alten Moränen. – Sonderdruck aus d. Zeitschrift d. Deutschen Alpenvereins, 4: 14 S.; München.
- STUDER, M. (2005): Gletschergeschichtliche Untersuchungen und geomorphologische Kartierung im Raum Maloja- Val Forno. Ein Beitrag zur regionalen Landschaftsgeschichte. – Diplomarbeit Geographisches Institut der Universität Zürich.
- TRAUB, F. & JERZ, H. (1976): Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen an der Salzach. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 11: 175-193; Innsbruck.
- TROLL, K. (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. – Mitt. D. Geogr. Ges. i. München, 18: 281-292; München.
- TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. – Forsch. dt. Landes- u. Volkskd., 24: 158-256; Stuttgart.
- TROLL, K. (1931): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. – Mitt. Geogr. Ges. i. München, 24: 234-267; München.
- TROLL, K. (1936): Die sogenannten Vorrückungsphasen und der Eiszerfall bei ihrem Rückzug. – Mitt. Geogr. Ges. i. München, 29; München.
- TROLL, K. (1954): Über Alter und Bildung von Talmäandern. – Erdke., 8: 286-302; Bonn.
- TROLL, K. (1977): Die „Fluvioglaziale Serie“ der nördlichen Alpenflüsse und die holozänen Aufschotterungen. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen. – Erdwiss. Forsch., 13: 181-189; Wiesbaden.
- ULBERT, G. (1965): Der Lorenzberg bei Epfach. Die frühromische Militärstation. – Münch. Beitr. z. Vor- und Frühgeschichte., 2; München.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S. & KOZARSKI, S. (1994): Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. – Terra nova, 6: 476-485; Oxford.
- VAN HUSEN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeologischer Karte). – Jb. d. Geol. Landesanstalt, 120: 1-130; Wien.

- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S. (mit paläogeographischer Karte der letzten Eiszeit 1:500.000. Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm)). Geologische Bundesanstalt; Wien.
- WEHR, A. & LOHR, U. (1999): Airborne laser scanning – an introduction and overview. – ISPRS journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 54: 68-82; Ravensburg.
- WEINHARDT, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpennordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina (mit einer Karte des Eisstromnetzes im Maßstab 1:1 Mill.). – Heidelberger Geograph. Arbeiten, 38: 158–178; Heidelberg.
- WILKE, B. M. (1975): Bodenchronosequenzen aus Lockersedimenten der Lechterrassen. – Z. Pflanzenernährung und Bodenkunde, 2: 153-171; Weinheim.

Anhang

GIS-Datenträger: Aus datenschutzrechtlichen Gründen ist der Datenträger bei den Gutachtern hinterlegt.

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

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

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

Nr. 10: BENJAMIN GESSLEIN
Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Hohenfurch und Kissing unter Verwendung hochauflösender Airborne-LiDAR-Daten. 2012. IX + 149 S., mit 69 Abb. u. 8 Tab. Ladenpreis € 27,50

Verlag: University of Bamberg Press • Bamberg • Bezug durch den Buchhandel und direkt



University
of Bamberg
Press

Im jungquartären Lechtal zwischen den Jungendmoränen des Lechgletschers bei Hohenfurch und Kissing bei Augsburg wurden auf Basis morphologischer, sedimentologischer und pedologischer Unterscheidungsmerkmale 20 Einzelterrassen ausgegliedert, wobei zehn im Würmfrüh- bis Spätglazial und zehn im Holozän entstanden. Die chronostratigraphische Einstufung der Lechterrassen beruht u.a. auf der Auswertung vor- und frühgeschichtlicher Fundstellen, historischer Kartenwerke sowie auf ^{14}C - und OSL-Datierungen. Die rekonstruierte Flussgeschichte des Lechs seit Beginn der Würm-Kaltzeit wird abschließend mit der von Isar und Inn verglichen. Auf Basis hochauflösender LiDAR-Daten werden zudem Veränderungen im flussmorphologischen Erscheinungsbild des Lechs nachgewiesen.



eISBN: 978-3-86309-129-3



www.uni-bamberg.de/ubp