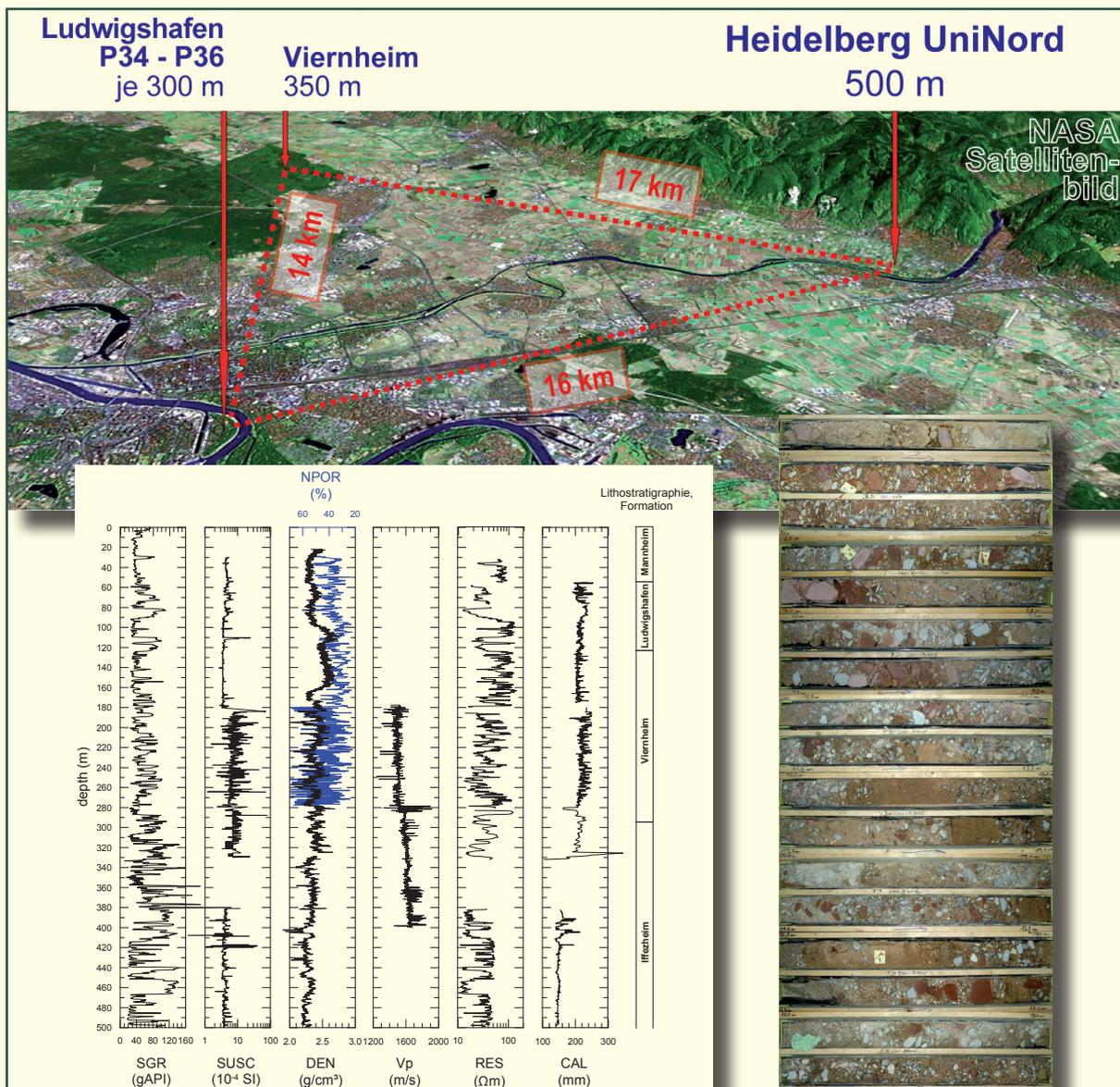


Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg



Titelbilder:

oben:

Lage der Forschungsbohrungen
(Grundlage: NASA-Satellitenbild)

unten links:

Geophysikalische Messungen in der FB Heidelberg im Teufenbereich 0–500 m
(S. HUNZE, H. BAUMGARTEN & T. WONIK)

unten rechts:

Bohrkerne der FB Heidelberg Teufe 3–20 m
(Foto: D. ELLWANGER)



Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg

DIETRICH ELLWANGER, MATTHIAS FRANZ & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER
Zur Einführung: Heidelberger Becken, Oberschwaben-Oberrhein, Geosystem Rhein

DIETRICH ELLWANGER & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER
Fotodokumentation und Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrungen Heidelberg
UniNord I und II

JOHN MENZIES & DIETRICH ELLWANGER
Micromorphology of the Mannheim Formation taken from the UniNord Core,
Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben

THEO SIMON
Herkunft und Transport der Sedimente
in der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord

JÜRGEN HAHNE, DIETRICH ELLWANGER, MATTHIAS FRANZ, RÜDIGER STRITZKE & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER
Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen
Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben –
eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes

SIEGRFIED SCHLOSS
Ein Eem-zeitliches Pollenprofil aus der Nördlichen Oberrheinniederung bei Philippsburg

CHRISTIAN ROLF & ULRICH HAMBACH
Erste Ergebnisse zur Magnetik der Sedimente des
Heidelberger Beckens (Bohrung UniNord)

CHRISTIAN ROLF, KURT FROMM & DIETRICH ELLWANGER
Zur Magnetostratigraphie an Deckenschottern aus dem südlichen Oberschwaben

LGRB-Informationen	26	216 S.	107 Abb.	35 Tab.	Freiburg i. Br. Dezember 2012
--------------------	----	--------	----------	---------	----------------------------------



SABINE HUNZE, HENRIKE BAUMGARTEN & THOMAS WONIK
Zyklostratigraphie der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord und Korrelation
lithostratigraphischer Formationen im Heidelberger Becken aus Bohrlochmessungen

HERMANN BUNESS & GERALD GABRIEL
Reflexionsseismische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrungen Heidelberg
UniNord und Viernheim

EDGAR NITSCH, ISABEL RUPF & HEIKO ZUMSPREKEL
Kurzmittteilung zum möglichen Bohrpfad der Radium-Sol-Therme (Heidelberg)

ISSN 1619-5329  – Informationen

Herausgeber: REGIERUNGSPRÄSIDIUM FREIBURG – Abteilung 9
LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU (LGRB)
Albertstraße 5, 79104 Freiburg i. Br.
Telefon: (07 61) 208-30 00
Telefax: (07 61) 208-30 29
E-Mail: abteilung9@rpf.bwl.de
Internet: <http://www.rp-freiburg.de>

Bearbeiter: Dr. DIETRICH ELLWANGER, Dr. MATTHIAS FRANZ, Dr. EDGAR NITSCH & Dr. ULRIKE
WIELANDT-SCHUSTER (alle RPF-LGRB); Prof. Dr. THEO SIMON (ehemals RPF-LGRB)
sowie
HENRIKE BAUMGARTEN, Dr. HERMANN BUNESS, Dr. GERALD GABRIEL, Dr. KURT FROMM,
Dr. CHRISTIAN ROLF, Dr. THOMAS WONIK (alle LIAG Hannover),
Dr. JÜRGEN HAHNE (Tiefenthal 3, 37586 Dassel), Prof. Dr. ULRICH HAMBACH
(Universität Bayreuth); Dr. SABINE HUNZE (ehemals LIAG Hannover);
Prof. Dr. JOHN MENZIES (Brock University Ontario, Kanada)
Dr. SIEGFRIED SCHLOSS (Staatliches Museum für Naturkunde, Karlsruhe)

Graphik: JÜRGEN CROCOLL, GABRIELE FISCHER, BETTINA SCHMÜCKING & JOACHIM SCHUFF

Satz und Layout: BETTINA SCHMÜCKING

Druck: e.kurz+co druck und medientechnik gmbh
Kernerstraße 5, 70182 Stuttgart

Ausgabe: Dezember 2012

© Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt.
Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem
Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise –
nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.



Vorwort

Im Zentrum des vorliegenden Bandes der LGRB-Informationen steht die Forschungsbohrung Heidelberg „UniNord“, die als baden-württembergischer Beitrag zum „Heidelberg Basin Scientific Drilling Project“ und gemeinsam mit dem Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) eingebracht wurde. Die Staatlichen Geologischen Dienste der Bundesländer Hessen (HLUG) und Rheinland-Pfalz (LBG) sind mit eigenen Bohrungen in Viernheim und Ludwigshafen an dem Vorhaben beteiligt.

Das Heidelberger Becken ist eine europaweit einzigartige geologische Struktur, die seit 2,5 Mio Jahren nahezu kontinuierlich absinkt, wenn auch seit der Riss-Eiszeit mit verringerter Geschwindigkeit. Durch die stetige Sedimentzufuhr von Rhein und Neckar ist hier ein einzigartiges Sedimentarchiv entstanden. Es dokumentiert die jüngere tektonische Geschichte des Oberrheingrabens einschließlich der Hebung des benachbarten Odenwald-Mittelgebirges. Die großen Klimaschwankungen des Eiszeitalters sind an den Sedimenten und darin erhaltenen fossilen Baumpollen ablesbar. Dies macht den Sedimentationsraum, der in der Vergangenheit auch als „Heidelberger Loch“ bezeichnet wurde, zur Schlüsselstelle für Landesgeologie und Quartärforschung.

Neben der klassischen geologischen Profilaufnahme kommen bei der Bearbeitung zahlreiche geowissenschaftliche Methoden zum Einsatz: Makro- und Mikrosedimentologie, Geröllpetrographie, Schwermineralogie, biostratigraphische Untersuchungen, gesteinsmagnetische Kennwerte und die natürliche radioaktive Strahlung der Gesteine werden im Bohrloch und an den Bohrkernen gemessen. Die Interpretation der Ergebnisse erfolgt auf unterschiedlichen Skalen: im lokalen Kontext des Heidelberger Beckens, in einer landesweiten Verknüpfung „den Rhein entlang“ zum südlichen Oberrheingraben und ins Alpenvorland mit seinen eiszeitlichen Gletschern, auf einer europäischen Traverse „Alpen-See“ und bis zu einer zyklustratigraphischen Deutung orbitaler Ursachen.

Prof. Dr. Ralph Watzel
Abteilungsleiter





Inhalt

1	Zur Einführung: Heidelberger Becken, Oberschwaben-Oberrhein, Geosystem Rhein	7
	DIETRICH ELLWANGER, MATTHIAS FRANZ & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER	
2	Schichtenprofil	25
	DIETRICH ELLWANGER & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER	
3	Micromorphology of the Mannheim Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben	87
	JOHN MENZIES & DIETRICH ELLWANGER	
4	Herkunft und Transport der Sedimente in der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord	107
	THEO SIMON	
5	Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben – eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes	119
	JÜRGEN HAHNE, DIETRICH ELLWANGER, MATTHIAS FRANZ, RÜDIGER STRITZKE & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER	
6	Ein Eem-zeitliches Pollenprofil aus der Nördlichen Oberrheinniederung bei Philippsburg	155
	SIEGFRIED SCHLOSS	
7	Erste Ergebnisse zur Magnetik der Sedimente des Heidelberger Beckens (Bohrung UniNord)	163
	CHRISTIAN ROLF & ULRICH HAMBACH	



8 Zur Magnetostratigraphie an Deckenschottern aus dem südlichen Oberschwaben 171

CHRISTIAN ROLF, KURT FROMM & DIETRICH ELLWANGER

9 Zyклоstratigraphie der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord und Korrelation lithostratigraphischer Formationen im Heidelberger Becken aus Bohrlochmessungen 181

SABINE HUNZE, HENRIKE BAUMGARTEN & THOMAS WONIK

10 Reflexionsseismische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord und Viernheim 195

HERMANN BUNESS & GERALD GABRIEL

11 Kurzmitteilung zum möglichen Bohrfad der Radium-Sol-Therme (Heidelberg) 211

EDGAR NITSCH, ISABEL RUPF & HEIKO ZUMSPREKEL



LGRB-Informationen	26	S. 7 –24	2 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	----------	--------	--------	------------------------------

Zur Einführung: Heidelberger Becken, Oberschwaben-Oberrhein, Geosystem Rhein

DIETRICH ELLWANGER, MATTHIAS FRANZ & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER

Inhalt

Kurzfassung	9
Abstract	9
1 Einleitung	9
2 Oberschwaben-Oberrhein, geologische und flussgeschichtliche Übersicht	11
3 Die Formationsgliederung in Oberschwaben und im Oberrheingraben	13
3.1 Lithostratigraphie vs. Chronostratigraphie	15
3.2 Formationsgliederung (Oberschwaben – nördlicher Oberrheingraben).....	16
3.2.1 Oberschwaben	16
3.2.2 Westlicher Bodensee und Hochrhein	17
3.2.3 Südlicher Oberrheingraben	18
3.2.4 Nördlicher Oberrheingraben.....	19
4 Lithostratigraphische Korrelation vom Alpenrand zur See?	20
5 Ausblick	21
<i>Literatur</i>	<i>22</i>



Danksagung:

Bevor wir in medias res gehen, möchten wir all jenen recht herzlich danken, die zum Gelingen des Heidelberg-Projektes beigetragen haben! Für die stets exzellente fachliche Zusammenarbeit danken wir GERALD GABRIEL vom LIAG Hannover, CHRISTIAN HOSELMANN vom HLUG Wiesbaden und MICHAEL WEIDENFELLER vom LGB-RLP Mainz. Die geologische Arbeit an den Bohrkernen wurde perfekt unterstützt durch CHRISTIAN ROLF und Mitarbeiter in Einbeck-Grubenhagen. Unsere helfenden Foren für eine vertiefende Fachdiskussion und Erstpublikation waren die Deutsche Quartärvereinigung (MARGOT BÖSE, Berlin) und die Subkommission Quartär (STEFAN WANSA und FELIX BITTMANN). Dem Oberrheinischen Geologischen Verein danken wir hierfür ebenso wie für die großzügige finanzielle Unterstützung der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord. Hinsichtlich des vorliegenden Hefts danken wir den Autoren für spannende Beiträge, BETTINA SCHMÜCKING für die Gestaltung und den Satz, und GABRIELE FISCHER, JÜRGEN CROCOLL und JOACHIM SCHUFF für tatkräftige Unterstützung!



LGRB-Informationen	26	S. 7 – 24	2 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	-----------	--------	--------	------------------------------

Zur Einführung: Heidelberger Becken, Oberschwaben-Oberrhein, Geosystem Rhein

DIETRICH ELLWANGER, MATTHIAS FRANZ & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER

Schlagworte: Kernbohrung, Heidelberger Becken, Oberrheingraben, Oberschwaben, Alpenvorland, Geosystem Rhein

Kurzfassung

Es wird ein kurzer Abriss des Kenntnisstandes über das Geosystem Rhein gegeben. Darüberhinaus werden die nachfolgenden Arbeiten dieses Bandes und ihr Beitrag zum quartärgeologischen Gesamtkontext kurz vorgestellt.

Keywords: Core drilling, Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben, Upper Swabia, Alpine Foreland, Geosystem Rhine

Abstract

A short state-of-the-art summary of the Geosystem Rhine is outlined. The various papers of this volume are introduced, indicating their contribution to the overall context of the Rhenish Quaternary.

1 Einleitung

Anlass für diese Arbeit und für die weiteren Publikationen im vorliegenden Heft der LGRB-Informationen Nr. 26 (2012) ist das Bohrprojekt Heidelberg Uni-Nord, das in einer 500 m mächtigen Abfolge quartärer Sedimente ein stratigraphisch erstaunlich voll-

ständiges Profil des gesamten Quartärs erschließt. Die Bohrlokation liegt im Heidelberger Becken, wo die Lockergesteinsmächtigkeit im Oberrheingraben dank kontinuierlicher Subsidenz und Sedimentzufuhr ihre größten Werte erreicht. Innerhalb des Beckens reflektiert UniNord das Subsidenzzentrum am Becken-Ostrand. Zusammen mit stratigraphisch ähnlich vollständigen, aber weniger tiefen Schwesterbohrungen in Viernheim (Beckenzentrum) sowie in Mannheim und Ludwigshafen (Becken-Westrand) wird das Heidelberger Becken zurzeit im Rahmen des „Heidelberg Basin Drilling Projects“ zu einer europäischen Quartär-stratigraphischen Referenz ausgearbeitet (ELLWANGER et al. 2005, GABRIEL et al. im Druck).

Das Bohrprojekt blickt zurück auf eine fast hundertjährige Vorgeschichte. Sie beginnt mit der im ersten Weltkrieg begonnenen, über 1000 m tiefen Bohrung der „Radium-Sol-Therme“ (SALOMON 1927, BARTZ 1951, FEZER 1998). Ihre Ergebnisse führten zur Vorstellung eines von sehr mächtigen Lockersedimenten erfüllten „Heidelberger Lochs“, die, bei aller kontroversen Diskussion über die stratigraphische Gliederung der erbohrten Sukzession, lange nicht in Frage gestellt wurde. Die heute übliche Darstellung eines asymmetrischen Heidelberger Beckens mit nach Osten zunehmenden Mächtigkeiten findet sich z. B. in der HGK (zuletzt 1999). Zur aktuellen Neubewertung der Radium-Sol-Therme vgl. NITSCH et al. (dieser Band).

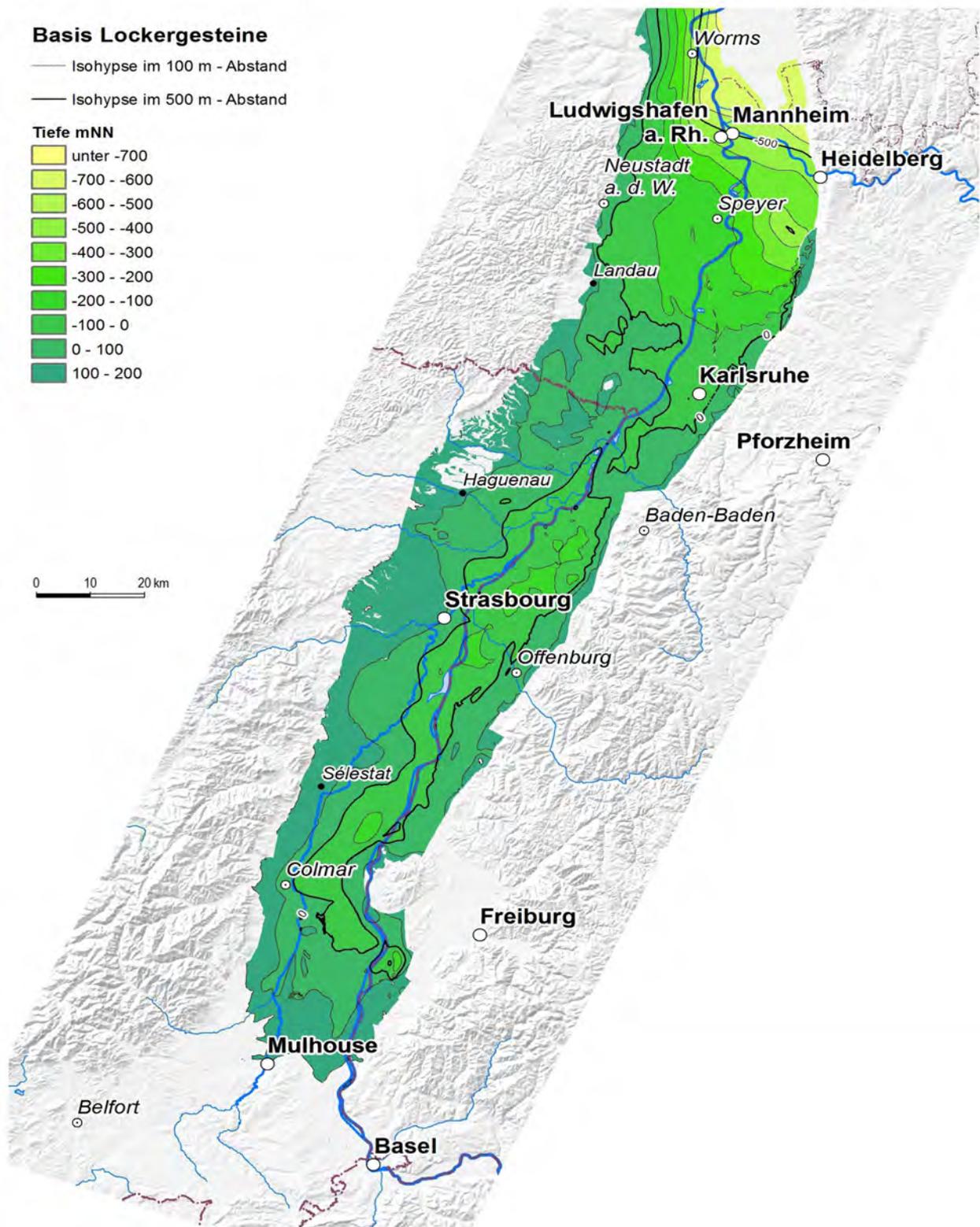


Abb. 1: Basis der Lockersedimente (Iffeenheim-Fm und „alpiner“ Sedimentkörper) in Meter über / unter dem Meeresspiegel für das Gebiet innerhalb der Rheingraben-Haupttrandverwerfungen. Die Karte ist abgeleitet aus dem digitalen Modell des Oberrheingrabens des EU-Interreg-Projekts „Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingrabens (GeORG)“ und beruht auf Daten des LGRB Freiburg (Baden-Württemberg), LGB Mainz (Rheinland-Pfalz), BRGM Strasbourg (Frankreich) und dem Departement Umweltwissenschaften der Universität Basel (Schweiz), mit freundlicher Genehmigung der beteiligten Projektpartner (Vgl. www.geopotenziale.org). Lockergesteine der äußeren Randschollen- und Vorbergzone sowie der Nebentäler sind nicht dargestellt.



Ein anderer wichtiger Aspekt ist die Bewertung der Sedimente des Heidelberger Beckens als Teil jenes zusammenhängenden Lockersedimentkörpers, der den Oberrheingraben von Mulhouse bis Darmstadt „am Stück“ erfüllt, und der wiederum einen Teil des fluvialen Geosystems Rhein „von den Alpen zur See“ darstellt. Es ist ja ein Privileg fluvialer Systeme, dass ihre Gliederung, im Gegensatz zu hochauflösenden aber isolierten Sukzessionen wie aus Maaren, nicht nur durch Zeitmarken, sondern auch durch sedimentologisch fassbare, litho- und eventstratigraphische Signale bewerkstelligt werden kann. In diesem Sinne gehört die „landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung vom Alpenrand zum Oberrhein“ (ELLWANGER et al. 2003) ebenfalls zur Vorgeschichte des Heidelberger Bohrprojekts.

Dank verschiedener neuer Ergebnisse, z. B. aus dem Heidelberg Basin Drilling Project, aus einer Neukartierung des oberschwäbischen Vergletscherungsgebiets u. a. konnte die landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung zu einer lithostratigraphischen Formationsgliederung weiterentwickelt werden (LGRB 2012, LithoLex 2011 ff.). Sie besteht aus Lokalgliederungen u. a. für Oberschwaben, Südgraben und Nordgraben, die durch eventstratigraphische Impulse miteinander und darüber hinaus ins weitere Rheinsystem „von den Alpen zur See“ verknüpft werden.

Die Arbeiten im Heidelberger Becken erfolgen in einem gemeinsamen wissenschaftlichen Projekt des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik in Hannover, dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz in Mainz, dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie in Wiesbaden, und dem Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau. – Die lithostratigraphische Formationsgliederung entlang des Rheins und in Oberschwaben (lithostratigraphisch definierte Kartiereinheiten in Anlehnung an STEININGER & PILLER 1999) ist Teil eines landesweiten, fachübergreifend integrierten digitalen Geodatensatzes für den Zielmaßstab 1 : 50 000 (LGRB 2003).

2 Oberschwaben-Oberrhein, geologische und flussgeschichtliche Übersicht

Der Oberrheingraben ist die kontinentale Hauptsedimentfalle für Sedimente alpiner Provenienz des

Rheinsystems im Quartär. Im Frühpleistozän handelt es sich um fluviale Sedimente der Deckenschotter-Flusssysteme, im Mittel- und Spätpleistozän vor allem um Schmelzwassersedimente der großen alpinen Vergletscherungen. Gemeinsam bilden sie zwischen Mulhouse und Darmstadt einen etwa 300 km langen, 20–30 km breiten und meist 50–200 m mächtigen Lockersedimentkörper mit einem Volumen von insgesamt etwa 1000 km³. Er nimmt bis zum Kaiserstuhl den Westteil, weiter nördlich den Ostteil des Grabens ein. Hinsichtlich der Zusammensetzung der Sedimente überwiegt im Süden die alpine Provenienz, nach Norden nimmt der Anteil von Lokalmaterial immer mehr zu. Auf der gesamten Strecke sind besonders in Nähe der Grabenränder immer wieder lokale Klastika zwischengeschaltet, die zumeist auch das Liegende der alpinen Sedimente bilden. Die gemeinsame Basis all dieser Lockersedimente ist in Abb. 1 dargestellt.

Die alpinen Sedimente des Heidelberger Beckens gehören zum distalen Teil dieses Sedimentkörpers und sind eher feinkörnig (Sande und Feinsedimente). Neben lokalen Lockersedimenten verzahnen sie auch mit proximalen Grobsedimenten des Neckars, der in Heidelberg in den Graben einmündet.

Rund 200 km rheinaufwärts im Südgraben zwischen Mulhouse und dem Kaiserstuhl befindet sich dagegen der proximale Teil des alpinen Sedimentkörpers. Diese Sedimente sind bis über 200 m mächtig. Ihr oberer Teil ist durch mehrere Ablagerungsimpulse geprägt, die eine besonders kraftvolle Transportdynamik reflektieren. Weithin kartiert sind zwei Blockhorizonte, die von den eiszeitlichen Gletschern am Alpenrand ausgehen. Beide sind grobkörniger als die meisten Schmelzwasserschotter, wie sie z. B. unmittelbar von den Endmoränen des Rheingletscher-Maximums (Äußere Jungendmoräne, ÄJE) abgelagert wurden, und bezeugen somit eine höhere Transportdynamik als jene. – Auch unterhalb der beiden kartierten Grobhorizonte sind immer wieder Blöcke und Blocknester vorhanden; zusammenhängende Horizonte sind hier jedoch bisher nicht erkennbar.

Die beiden oberen Impulse lassen sich mit der subglazialen Erosion der übertieften Becken und Täler am Alpenrand verknüpfen (inneralpin übertiefte Täler, im Alpenvorland übertiefte Becken). Diese Erosionsvorgänge führen zur Umgestaltung der Landschaft am Alpenrand von einer frühpleistozänen präglazialen Rampe zur heutigen Amphitheaterartigen Topographie.

Die übertieften Becken sind im Rheingletschergebiet nicht mit den Maximalständen der jeweiligen Vergletscherungen verknüpft, sondern mit einer internen Randlage. Im Falle der Würm-Vergletscherung ist dies nicht die ÄJE sondern die Innere Jungendmoräne (IJE). Übertiefte Becken und die zwischen den Becken liegenden Drumlinfelder befinden sich innerhalb der IJE; die Beckenfüllung beginnt mit Schmelzwasser- und lakustrinen Sedimenten, gefolgt von warmzeitlichen Sedimenten, jedoch ohne Einschaltungen von Till. Die IJE repräsentiert daher das Ende der Vergletscherung (Späthochglazial).

Innerhalb des Oberrheingrabens lassen sich diese Schmelzwasserimpulse auch nördlich des Kaiserstuhls verfolgen, allerdings werden die Korngrößen kleiner und die alpinen Groblagen durch zunehmende Umlagerung diffuser. Bis in die Ortenau sind sie noch erkennbar, weiter nördlich verlieren sie sich. Im Heidelberger Becken gibt es bisher keine Nachweise für entsprechende alpine Grobsediment-Einschaltungen (vgl. auch SIMON, dieser Band). WEIDENFELLER & KÄRCHER (2008) konnten jedoch bei Ludwigshafen zwei Erosionsphasen nachweisen. Es ist denkbar, dass diese etwas mit den Schmelzwasserimpulsen zu tun haben, lässt sich jedoch bisher nicht nachweisen.

Zusammenfassend erhält man drei verschiedene Erosions-Akkumulations-Szenarien:

- bei vergletschertem Alpenvorland ein zusammenhängendes Sediment-Transportsystem von den Alpen bis in den nördlichen Oberrheingraben mit Höhepunkt im Späthochglazial;
- nach Abschmelzen der Gletscher und Beckenerosion zwei Systeme: das eine von den Alpen ins Alpenvorland, mit den randalpin übertieften Becken als Sedimentfalle; das andere vom Hochrheintal ins Oberrheingebiet. Hier sind Sedimente alpiner Provenienz nur insofern beteiligt, als bereits vorhandenes Material aufgearbeitet und resedimentiert wird, dazu kommt der Eintrag von neuem Sediment aus den angrenzenden Mittelgebirgen (Schwarzwald u. a.);
- vor der Vergletscherung und nachdem eine ältere Generation übertiefer Becken mit Sediment aufgefüllt ist, ebenfalls ein zusammenhängendes Sediment-Transportsystem von den Alpen bis in den Oberrheingraben. Hier liegt der Oberrheingraben in einer mehr distalen Position als während der Vergletscherung, d. h. lokaler Sedimenteintrag ist ebenfalls stärker vertreten.

Die drei Szenarien sind am leichtesten an der letztglazialen Entwicklung ablesbar, sie lassen sich jedoch sinngemäß auch auf mittelpleistozäne Vergletscherungen und frühpleistozäne Deckenschotter übertragen. – Neben den aktuellen glazialen Becken der Würmeiszeit sind im Bodensee-Amphitheater zwei ältere Generationen glazialer Becken nachgewiesen, die nach Ausräumung ebenfalls als randalpine Sedimentfalle dienten: die risseiszeitlichen Becken bis zu ihrer Auffüllung in der Eem-Warmzeit und im Frühwürm, und zuvor die Hoßkirch-zeitlichen Becken bis in die Holstein-Warmzeit. Bereits die Anordnung dieser älteren Becken reflektiert paläotopographische Verhältnisse, die sich je älter umso mehr von der heutigen Landschaft unterscheiden. Wir erkennen darin den Übergang von der Deckenschotter-Rampe (Mindel) zur randalpinen glazialen Beckenlandschaft, und damit verbunden das Umschwenken des Systems von der Donau zum Rhein. Dem geht die fluviale Entwicklung des Alpenrheintals (Günz) voraus. Die ältesten Deckenschotter wurden im zentralen Bodenseeraum nicht abgelagert.

- Diese ältesten Deckenschotter sind mit der Zeitmarke MN17 (Gelasium) verknüpft (ELLWANGER et al. 1995, BOLLIGER et al. 1996). Entsprechende Vorkommen sind die Donau-Deckenschotter ganz im Osten der Iller-Riss-Platte und die Höheren Deckenschotter im westlichen Bodenseeraum und Hochrheintal. Im Gebiet dazwischen sind die Günz-Deckenschotter das älteste Element. Ihr Geröllspektrum reflektiert ein lokales randalpines Einzugsgebiet und gilt als Indiz für den Beginn der Erosion des Alpenrheintals zwischen Bregenz und Sargans.
- Das Geröllspektrum der Mindel-Deckenschotter reflektiert ein großes inneralpines Talsystem, groß genug, um daraus eine Vorlandvergletscherung herzuleiten (ELLWANGER et al. 2011). Die Mindel-Deckenschotter (zur Donau) bzw. die Tieferen Deckenschotter (Hochrhein) sind mit den ältesten glazialen Sedimenten im Rheingletschergebiet verknüpft (Zeitmarken: Bavel, HAHNE et al. 2012, Matuyama, ROLF et al. 2012).
- Für Hoßkirch-Holstein sind im Nordosten und Norden des Rheingletschergebiets einige besonders stark übertiefte Becken mit mächtigen Sedimentfüllungen belegt, die vor allem zur Donau ausgerichtet sind. Weniger gut nachgewiesene Becken gibt es auch im westlichen Bodenseegebiet in Richtung Rhein. Dazwischen ist noch ein Teil der Deckenschotter-Rampe erhalten, mit einem Holstein-zeitlichen Delta, das vermutlich noch eine fluviale Verbindung bis in die Alpen



andeutet. Falls das zutrifft, kann es in dieser Zeit noch keinen Seerhein-Vorläufer gegeben haben.

- Für Riss/Eem lassen sich zwei deutlich voneinander abgesetzte Bodensee-Vorläufer bei Friedrichshafen und bei Singen rekonstruieren, die vermutlich durch einen Seerhein-Vorläufer bei Meersburg miteinander verbunden waren.
- Für Würm/Holozän ist der Bodensee nur noch durch einen kurzen Seerhein-Abschnitt zweigeteilt. Ob eine zukünftige Vergletscherung von der Größe der Würm-Eiszeit noch mit Schmelzwasser-Überläufen zur Donau verbunden wäre, erscheint fraglich.

Somit gehört in der Deckenschotterzeit – neben dem Mittelland – nur das westliche Bodenseegebiet zum Einzugsgebiet des Oberrheingrabens. Erst mit den Vergletscherungen kommen Bodenseeraum und Alpenrheintal dazu. Ob die ältesten Vereisungen mit einer randalpinen Übertiefung einhergehen, ist unklar, zumal man im Vergleich zu heute eine völlig andere Paläotopographie zugrunde legen sollte. Kleinere Becken mit glazialen Sedimenten sind nachgewiesen, z. B. am Höchsten. Eine grobe Abschätzung der zu bilanzierenden Sedimentvolumen ergibt, dass die Landschaftsveränderung von Riss/Eem nach Würm/Holozän gut einem Drittel dessen entspricht, was von der Rampe bis zur heutigen Landschaft insgesamt ausgeräumt wurde. Ein Szenario mit drei (oder vier?) großen landschaftsverändernden Vorlandvergletscherungen ist demnach plausibel.

Als entsprechende korrelative Sedimente sind jedoch im südlichen Oberrheingraben nur zwei Grobsedimentlagen vorhanden, eine obere für Würm, eine untere für Riss (für die untere fehlt noch die Plausibilitätskontrolle durch physikalische Datierungen). Immer wieder in den noch tieferen Partien der Sukzession vorhandene grobe Komponenten belegen, dass auch mit älteren Phasen hoher Transportdynamik zu rechnen ist. Eine zusammenhängende drittletzte oder noch ältere Grobsedimentlage ist jedoch nicht bekannt. Vermutlich sind die entsprechenden Sedimente im Graben verstellt und umgelagert (unterschiedliche Subsidenz?). Dazu kommt, dass der Sedimenteintrag am Ende der Hoßkirch-Vergletscherung durch das im Hochrheintal nachgewiesene Rhone-Eis vermutlich beeinflusst war. Es kann auch etwas mit dem Eisvolumen und daraus resultierend der Menge an Schmelzwasser zu tun haben, denn ein recht großer Teil des Hoßkirchgletschers war nach Osten, zur Donau hin orientiert.

Zusammenfassend setzen wir drei Schmelzwasserereignisse voraus, die von randalpinen Beckenerosion ausgehen, das erste mehr vom Rhonegletscher, die beiden jüngeren mehr vom Rheingletscher geprägt. Inwieweit die im unteren Teil der Südgraben-Sukzession vorhandenen Grobkomponenten ebenfalls mit Schmelzwasser-Erosion zu tun haben, bleibt offen – falls ja, handelt es sich wohl um inneralpine Vorgänge mit rasch wiederverfüllten Übertiefungen, die, wenn überhaupt, nur geringfügige Unterbrechungen der Sedimentzufuhr in den Oberrheingraben zur Folge hatten.

Somit sind Frühpleistozän und frühes Mittelpleistozän durch mehr oder weniger kontinuierlichen Sedimenteintrag aus den Alpen in den Oberrheingraben charakterisiert. Dagegen ist im späten Mittelpleistozän und Spätpleistozän der Sedimenteintrag nach den drei großen Vergletscherungen jeweils für längere Zeit unterbrochen, bis die randalpinen Sedimentfallen (Seebecken) soweit aufgefüllt sind, dass neuerlicher Sedimenttransport und -Eintrag in den Oberrheingraben wieder beginnt. – In Oberschwaben ist die Architektur der Sedimentkörper maßgeblich bestimmt durch den am Ende der drei großen Vergletscherungen jeweils neu geschaffenen Ablagerungsraum, im Südgraben durch entsprechende Sedimenteintrag-Ereignisse, und erst im Nordgraben durch die wechselnden Verhältnisse von Sedimenteintrag und verfügbarem Akkommodationsraum. Diese unterschiedlichen Bildungsbedingungen dienen als Grundlage für die Definition und Korrelation der verschiedenen Einheiten der lithostratigraphischen Gliederung.

3. Die Formationsgliederung in Oberschwaben und im Oberrheingraben

Die hier zusammenfassend dargestellte lithostratigraphische Gliederung basiert primär auf der petrographischen Zusammensetzung der Einheiten und auf der Geometrie der Sedimentkörper. Dabei reflektiert die Petrographie die Herkunft (Provenienz) der Sedimente, während die Geometrie der Sedimentkörper durch jene des Ablagerungsraums (Akkommodationsraums) und durch die Dynamik des Sedimenteintrags bestimmt wird (ähnlich a/s-ratio sensu CROSS et al. 1993, 1998). Zielmaßstab für

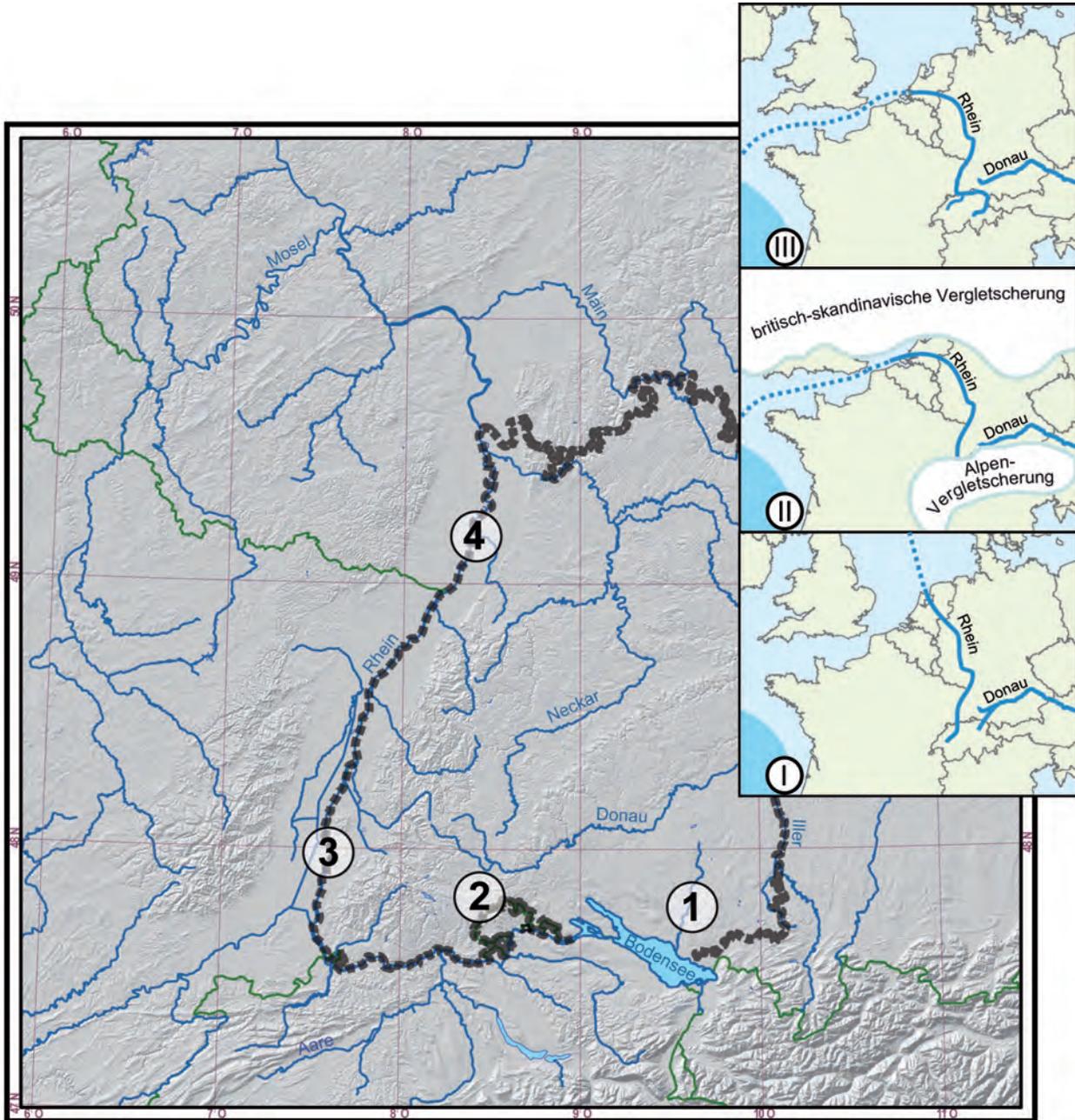


Abb. 2: Das Geosystem Rhein in Baden-Württemberg und im europäischen Kontext.

- Große Karte: Regionale Formationsgliederungen:
 - ① Raum Oberschwaben mit Oberschwaben-Deckenschotter-Fm, Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm, Steinental-Fm, Dietmanns-Fm, Illmensee-Fm und Hasenweiler-Fm (Kap. 3.2.1);
 - ② Westliches Bodenseegebiet und Hochrheintal mit Hochrhein-Deckenschotter-Fm, Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm, Steinental-Fm, Dietmanns-Fm, Illmensee-Fm, Hasenweiler-Fm und Haseltal-Fm (Kap. 3.2.2);
 - ③ Südlicher Oberrheingraben mit Iffezheim-Fm, Breisgau-Fm und Neuenburg-Fm (Kap. 3.2.3);
 - ④ Nördlicher Oberrheingraben mit Iffezheim-Fm, Viernheim-Fm, Ludwigshafen-Fm und Mannheim-Fm (Kap. 3.2.4).
- Kleine Kärtchen: Entwicklung von Donau- und Rheinlauf am Alpenrand und an der Küste bei hohem und tiefem Meeresspiegel (Kap. 4).
 - ① Frühpleistozän: Rheinlauf aus Mittelland und westlichem Bodenseegebiet (Hochrhein-Deckenschotter) zur mittleren Nordsee; Bildung des (heutigen) Alpenrheintales als Oberlauf der Donau;
 - ② Laufveränderung in Elster/Hoßkirch und Saale/Riss: Anknüpfung des Alpenrheintales an das Rhein-System durch subglaziale Übertiefung, Umlenkung des Rhein-Unterlaufs durch Eisstausee-Überlauf;
 - ③ Heutige Situation. Donau vom Schwarzwald zum Schwarzen Meer ~ 2857 km, Rhein von den Alpen zur Nordsee ~ 1233 km. Bei tiefem Meeresspiegel verdoppelt sich die Länge des Rheins.

BUSSCHERS (2007), ELLWANGER et al. (2011, 2012), GABRIEL et al. (2008), GIBBARD (2007), LITHOLEX (2011 ff.), TOUCANNE et al. (2009), WEIDENFELLER & KÄRCHER (2008).



die Formationen und Subformationen ist 1 : 50.000 (nicht 1 : 25.000 wie bei STEININGER & PILLER 1999).

Die unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen entlang des Rheins führten dazu, dass regionale Gliederungen unterschieden werden für Oberschwaben, Hochrhein, südlicher und nördlicher Oberrheingraben:

- In Oberschwaben für fluviale Sedimente die Einheiten Günz-Deckenschotter, Mindel-Deckenschotter und Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm, und für glaziale und Schmelzwasser-Sedimente die Steinental-Fm, Dietmanns-Fm, Illmensee-Fm und Hasenweiler-Fm;
- im westlichen Bodenseegebiet und Hochrheintal entsprechend die Hochrhein-Deckenschotter-Fm und die Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm, dazu im Bodenseegebiet die Steinental-Fm, Dietmanns-Fm, Illmensee-Fm und Hasenweiler-Fm, weiter westlich die Haseltal-Fm;
- im südlichen Oberrheingraben die Iffezheim-Fm, Breisgau-Fm und Neuenburg-Fm;
- im nördlichen Oberrheingraben weiterhin die Iffezheim-Fm, dazu Viernheim-Fm, Ludwigshafen-Fm und Mannheim-Fm.

Die einzelnen Formationen sind in verschiedenen Online-Publikationen im Lexikon-Stil dargestellt: LithoLex (2011 ff., vgl. <http://www.bgr.de/app/litho-lex/index.php>); LGRB (2012, vgl. <http://www.lgrb.uni-freiburg.de/lgrb/Service/downloads/download> unter „Regelwerke“ und „Geologie“). Für eine Darstellung von Oberschwaben und Südgraben vgl. ELLWANGER et al. (2011, vgl. <http://quaternary-science.publiss.net/issues/65/articles/838>); eine Darstellung des Heidelberger Beckens (alte Lithostratigraphie nach LGRB 2007) vgl. ELLWANGER et al. (2008a, vgl. <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>).

Eine Zusammenschau von Oberschwaben bis in den nördlichen Oberrheingraben und darüber hinaus in das gesamte Geosystem Rhein ist somit die nächste, hier in Angriff genommene Aufgabe.

3.1 Lithostratigraphie vs. Chronostratigraphie

Die lithostratigraphische Darstellung stützt sich auf die zahlreichen chronostratigraphischen Datensätze, die in den letzten Jahrzehnten erarbeitet wurden. Nicht selten handelt es sich dabei um li-

thologisch abgegrenzte Elemente, die chronostratigraphisch interpretiert wurden. Soweit möglich werden diese Elemente in die Lithostratigraphie übernommen.

Dies gilt insbesondere für fluviale Schotter („Terrassen“), die morphostratigraphisch per „glaziale Serie“ (PENCK & BRÜCKNER 1909) mit einem Eisrand verknüpft wurden. Hier konnte ein großer Teil der Decken- und Terrassenschotter chronostratigraphischer Lesart in unveränderter Abgrenzung in der lithostratigraphischen Systematik weiter verwendet werden, nun allerdings die Deckenschotter in Oberschwaben und im Hochrheintal in getrennten Formationen, und die Terrassenschotter mit erweiterter chronostratigraphischer Reichweite.

Häufig jedoch unterscheiden sich chrono- und lithostratigraphische Abgrenzung:

- Im oberschwäbischen Vergletscherungsgebiet wird der Akkommodationsraum durch subglaziale Erosion erzeugt; die dabei entstehende Erosionsdiskordanz ist zugleich die Grenze zwischen zwei Formationen. Dagegen folgt die Stufengliederung den Glazial-Interglazial-Grenzen. Hier sind Chrono- und Lithostratigraphie gegeneinander phasenverschoben.
- Die Basis der alpinen Grobsedimentlagen ist im südlichen Oberrheingraben maßgeblich für die Formationsgliederung. Es sind korrelative Sedimente der subglazialen Beckenerosion am Alpenrand und somit ebenfalls phasenverschoben gegenüber der Stufengliederung.
- Im nördlichen Oberrheingraben beruht die Formationsgliederung auf dem Verhältnis von Akkommodationsraum und Sedimenteintrag (a/s-ratio, CROSS et al. 1993, 1998). „a“ wird in erster Linie durch wechselnde tektonische Subsidenz bestimmt. Dieser Parameter ist unabhängig von Glazial-Interglazial-Zyklen (nicht nur phasenverschoben).

Die eventstratigraphisch begründeten Grenzen lithostratigraphischer Einheiten gelten als nahezu isochrone Elemente. Das hat zur Folge, dass für die Sedimente zwischen diesen Grenzen gleichbleibende Altersintervalle definiert sind.

Dagegen sind die aus wechselndem a/s-Verhältnis oder unterschiedlicher Provenienz der Sedimente hergeleiteten lithostratigraphischen Grenzen in der Regel diachron und unabhängig von der chronostratigraphischen Stufengliederung. Ein Extrembeispiel ist der Top der Iffezheim-Fm im Oberrheingraben: bei Sessenheim (F) im Pliozän

(BOENIGK 1987), bei Ettenheim im Mittelpleistozän (HAHNE et al. dieser Band).

Es ist offensichtlich, dass Zeitmarken je nach lithostratigraphischem Kontext von unterschiedlicher Bedeutung sein können, d. h. sie können für eine ganze Einheit gelten, oder nur für eine bestimmte Stelle der Schicht.

3.2 Formationsgliederung (Oberschwaben – nördlicher Oberrheingraben)

In diesem Abschnitt wird der landschaftsübergreifende Zusammenhang dargestellt.

3.2.1 Oberschwaben:

Die drei „Becken“-Formationen (**Dietmanns-Fm, Illmensee-Fm, Hasenweiler-Fm**) sind jeweils als „unconformity-bounded units“ definiert, z. B. die Illmensee-Fm zwischen der Illmensee-Diskontinuität (D2) und der Hasenweiler-Diskontinuität (D1) (LithoLex 2011). Die „Becken“-Fm bestehen aus verschiedenen Untereinheiten, die unterschiedliches Erhaltungspotenzial aufweisen. Bei gutem Erhaltungspotenzial werden Subformationen als genetische Einheiten definiert: das trifft zu für die Beckensedimente („Illmensee-Beckensedimente“), für den Till auf den Hochgebieten zwischen den Becken („Dürmentingen-Sfm“) und für den Till des jüngsten Vorstoßes vor der erneuten Tieferlegung der Landschaft („Kisslegg-Sfm“). Zusätzlich gibt es eine **eine** „Schotter“-Sfm („Illmensee-Schotter“), um kleine und größere Schottervorkommen, z. B. der Eiszerfallandschaft oder eines Deltas, außerhalb des genetischen Kontexts darzustellen. – Alle Sedimente zwischen D2 und D1, die nicht zu einer der Subformationen gehören, werden als „Illmensee-Fm“ etikettiert. Dies gilt auch für Ablagerungen zusätzlicher Eisvorstöße bzw. Vergletscherungen, so es sie denn gab (Saulgau, Jung-riss u. a. nebst einschlägigen Interglazialen wie St. Germain, Pfefferbichl, „Holstein ohne *Pterocarya*“, Meikirch, vgl. FRENZEL 1989, PREUSSER et al. 2011, WELTEN 1988).

Die **Oberschwaben-Deckenschotter-Fm** (LithoLex 2011) umfasst drei Subformationen, die sedimentpetrographisch bzw. nach unterschiedlicher Provenienz der Schotter unterschieden werden: die Donau-Deckenschotter als kristallinarme Dolomitschotter (Kalkalpen), die Günz-Deckenschotter als besonders gut gerundete, ebenfalls kristallinarme Schotter (mit vielen Komponenten aus Sub-

helvetikum und Helvetikum), und kristallinreiche Mindel-Deckenschotter (heutiges Alpenrhein-Einzugsgebiet).

- Von den Donau-Deckenschottern gibt es nur zwei kleine Vorkommen westlich der Iller. Die Einheit ist überwiegend östlich der Iller abgelagert, wo sie sich bis zum Lechtal fortsetzt; dazwischen liegt die Lokation Uhlenberg mit der biostratigraphischen Zeitmarke „MN17“ (Tege-len, ELLWANGER et al. 1994). Lage und Größe des inneralpinen Einzugsgebiets sind nicht bekannt.

- Günz-Deckenschotter kommen im östlichen und zentralen Oberschwaben vor. Sie reflektieren ein randalpines Einzugsgebiet im Bereich des Alpenrheintals und gelten als korrelative Sedimente der Talerosion. Das Paradoxon, dass die besser gerundeten Schotter den kürzeren Transportweg reflektieren, kann als Hinweis auf inneralpinen glazialen Transport der Mindel-Deckenschotter interpretiert werden (und noch kürzere Transportwege der Donau-Deckenschotter?).

- Die Zusammensetzung der Mindel-Deckenschotter reflektiert ein inneralpines Einzugsgebiet ähnlich dem heutigen Alpenrhein-System. Es ist groß genug, um im Zuge des isostatisch sich anfänglich heraushebenden Alpenkörpers inneralpin und teilweise bis ins Alpenvorland zu vergletschern. Vermutlich handelt es sich, auch im Alpenvorland, um Talgletscher (z. B. am Höchsten, vgl. ROLF et al., dieser Band).

Bei der Korrelation der Deckenschotter von Oberschwaben mit jenen vom Hochrhein bleiben die Günz-Deckenschotter als lokales Ereignis unberücksichtigt. Daraus resultiert, in Übereinstimmung mit den Zeitmarken, die Verknüpfung von Tieferen und Mindel-Deckenschottern sowie Höheren und Donau-Deckenschottern.

Die **Steinental-Fm** fasst alle glazialen Sedimente zusammen, die älter sind als Dietmanns-Fm. Bisher älteste Vorkommen sind der Unterpfauzenwald-Till (Bavel, HAHNE et al., dieser Band) und die Lichtenegg-Sfm (Matuyama-Epoche, ROLF et al., dieser Band); jüngstes Vorkommen ist die Steinhäuser-Sfm (Hoßkirch-Vorstoß vor der D3-Erosion). Aus dem frühen Mittelpleistozän sind bisher keine Sedimente bekannt geworden.

Die **Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm** umfasst alle Hoch- und Niederterrassenschotter mit Materialanteilen aus dem Rheingletschergebiet, einschließlich umgelagerte Anteile. Sie ist weit



verbreitet, mit Vorkommen im Donautal, im Hochrheintal und in den jeweiligen Periglazialgebieten Oberschwabens. Wie sich Talerosion und Terrassenbildung zu den – von der Beckenerosion ausgehenden – Schmelzwasserimpulsen verhalten, ändert sich von Ort zu Ort. Zum einen scheint der D3-Impuls mit der Anlage und/oder Ausräumung der Hochterrassen-Täler zu tun zu haben (analog D2 und D1 zu den Niederterrassen-Tälern bzw. aktuellen/jungen Tälern), zum andern stehen große Terrassenverebnungen ebenfalls in Verbindung mit den Impulsen (z. B. die Hochrhein-Niederterrasse mit D1, Geotop-Aufschluss bei Grenzach-Wyhlen u. a.). – All dies gilt nur ab einiger Entfernung von den Endmoränen. Unmittelbar an die Endmoränen angelagert (Übergangskegel) sind die Schmelzwasserschotter mit angrenzenden glazialen Formen und Sedimenten (entsprechend der „glazialen Serie“ von PENCK & BRÜCKNER 1909).

Im Vergleich mit der bayerischen Quartärgliederung, wie sie östlich der Iller angewandt wird, zeigen sich insbesondere zwei Unterschiede. Beide sind darin begründet, dass die bayerische Gliederung sich weiterhin stark an die hier entwickelte klassische Penck'sche-Terrassenstratigraphie anlehnt (KRÖMER 2012).

Der erste Unterschied betrifft die Einheit Mindel. Sie gilt einerseits als „Jüngerer Deckenschotter“ und kann im Illergebiet zwanglos mit den „Mindel-Deckenschottern“ der Oberschwaben-Deckenschotter-Fm verknüpft werden, andererseits als drittletzte große Vergletscherung gefolgt vom Holstein-Interglazial (analog der Hoßkirch-Eiszeit, die in Oberschwaben definitiv jünger ist als die Mindel-Deckenschotter; vgl. HAHNE et al., dieser Band). Aus oberschwäbischer Sicht ist dies ein Korrelationsirrtum PENCKs, der sich in der Chronostratigraphie bis heute durchpaust. Der zweite Unterschied betrifft die Lithostratigraphie: die Penck'sche Morphostratigraphie ist vor allem eine Terrassenstratigraphie und von den Konsequenzen des lithostratigraphischen Ansatzes (Phasenverschiebung zur Klimastratigraphie, diachrone Grenzen u. a.) zunächst nicht betroffen.

3.2.2 Westlicher Bodensee und Hochrhein:

Im gesamten westlichen Bodenseegebiet und Hochrheintal sind die Hochrhein-Deckenschotter-Fm und die Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm vorhanden. Östlich von Schaffhausen kommen die „Becken“-Formationen (Dietmanns-, Illensee- und Hasenweiler-Fm) und die Steinental-Fm dazu; vom Klettgau bis Basel die Haseltal-Fm.

Bei Singen gehen die Beckensedimente der **Hasenweiler-Fm** kaum über den Uferbereich des Bodensees hinaus, und der größte Teil der angrenzenden Beckenlandschaft gehört zur **Illensee-Fm**. Sedimente der **Dietmanns-Fm** sind nur an wenigen Stellen nachgewiesen. Dass die verschiedenen Beckengenerationen fast an derselben Stelle abgelagert wurden und daher nicht räumlich auseinanderzuhalten sind, wie nördlich des Bodensees, hat mit der Reorientierung des glazialen Systems von der Donau zum Hochrhein zu tun.

Die **Höheren und Tieferen Deckenschotter** sind am Schiener Berg terrassenstratigraphisch gut getrennt. Zwischen Tieferen Deckenschottern ist der – bisher nicht datierte – Schrotzburg-Till (GRAF 2009) in einem kleinen Becken erhalten (Sfm der **Steinental-Fm**). Weiter nach Westen münden die nordschweizer Deckenschotter ins Hochrheintal. Ein Vorkommen in der Schweiz ist der Irchel, wo die Höheren Deckenschottern in das MN17 datiert sind (Tegelen, BOLLIGER et al. 1996, vgl. oben die Uhlenberg-Zeitmarke der Donau-Deckenschotter). – Die Bezeichnung Höhere und Tiefere Deckenschotter geht zurück auf FREI (1912); dieselben Elemente sind in PENCK & BRÜCKNER 1909 als Günz und Mindel bezeichnet. Ältere baden-württembergische Arbeiten verwenden meist die Bezeichnungen PENCKs (z. B. SCHREINER 1992, VERDERBER 2003), wobei die Fortschreibung in Donau-Deckenschotter, von der auf der Iller-Lech-Platte ein großer Teil von PENCKs „Günz“ betroffen ist, im Hochrheintal unterblieb.

Die **Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm** umfasst weiterhin alle Hoch- und Niederterrassenschotter mit Materialanteilen aus dem Rheingletschergebiet. Dies gilt auch unterhalb der Einmündung der Linth-, Reuss-, Aare- und Rhoneschotter bei Waldshut. Ebenfalls enthalten sind Komponenten aus Schwarzwald und, wenn auch nur wenig, aus dem Jura-Mittelgebirge.

Die **Haseltal-Fm** fasst die glazialen und Schmelzwasser-Sedimente des Walliser Rhonegletschers nördlich des Hochrheins zusammen, soweit sie nicht in der Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm enthalten sind. Dazu gehören isolierte Vorkommen auf der Südabdachung des Schwarzwaldes aus der Hoßkirch-Eiszeit (CH: Möhlin-Eiszeit, PREUSSER et al. 2011), einschließlich kleiner glazialer Becken (z. B. das Haseltal-Becken oberhalb Bad Säckingen, namengebend für die Haseltal-Fm), sowie glazio-lakustrine Sedimente im Klettgau aus der Riss-Eiszeit (CH: Koblenz-Eiszeit, KELLER & KRAYSS 2010). Die Schlüssellokationen für eine weitergehende chrono- und/oder lithostratigraphische Differenzierung dieser Sedimente liegen überwiegend südlich des Rheins.

Ein **Vergleich mit der Schweizer Quartärgliederung** ist deshalb von Interesse, weil hier - ähnlich wie in Oberschwaben – glaziale Becken und ihre Sedimentfüllung als Schlüsselemente der Gliederung gelten (z. B. Thalgut, SCHLÜCHTER 1988). Es überrascht daher nicht, dass die drei oberschwäbischen Vergletscherungen Hoßkirch, Riss und Würm in der Schweizer Gliederung als Möhlin, Beringen/Koblenz und Birr fast identisch vorhanden sind. Sie sind außerdem als mittel- und spätpleistozäne Elemente klar abgesetzt von den frühpleistozänen Deckenschottern. Insofern stimmen beide Gliederungen gut überein. – Darüber hinaus gibt es aus Schweizer Sicht zwei weitere mittelpleistozäne Vergletscherungen (Hagenholz-Eiszeit und Habsburg-Eiszeit, PREUSSER et al. 2011). Ob sie sich in das oberschwäbische Schema einfügen lassen, z. B. als Zwischen-Vergletscherungen oder Verdoppelung durch Sedimentation vor und nach einem der Erosionsereignisse, ist unklar. Die Problematik tritt jedoch nur im chronostratigraphischen Kontext auf, die Einstufung der Sedimentkörper in die Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm und die Haseltal-Fm ist davon nicht betroffen.

3.2.3 Südlicher Oberrheingraben:

Die Formationsgliederung für das Quartär und oberste Pliozän im südlichen Oberrheingraben besteht aus drei Formationen und ihren Untereinheiten: Iffezheim-Fm, Breisgau-Fm und Neuenburg-Fm. Die Sedimente der Iffezheim-Fm sind lokaler Provenienz, die der Breisgau- und Neuenburg-Fm alpiner Provenienz mit wechselnden Anteilen lokaler Beimengungen aus Schwarzwald und Vogesen.

Die **Iffezheim-Fm** besteht aus Sanden, häufig mit Kaolin-Matrix, und teils diamiktischen Schluff-Tonen, die alle stark pedogen überprägt sind. **Breisgau-** und **Neuenburg-Fm** sind dagegen Grobsediment-Einheiten, dominiert von Stein- bis Block-großen Komponenten in einer Kies- bis Kies-Sand-Matrix. Die Komponenten der **Breisgau-Fm** sind häufig angewittert bis verwittert (alteriert), z. B. bei alpinen Quarziten als Oxidations-Halo, bei Schwarzwald-Gneisen als Entfestigung („mürbe Gneise“, z. T. zu Grobsand zerfallend). Die Intensität der Alteration und Häufigkeit mürber Komponenten nimmt nach oben ab (= zum Jüngeren hin). Auch die **Neuenburg-Fm** enthält lokale Komponenten aus Schwarzwald oder Vogesen, jedoch meist unverwittert (diese Einheit wird oft mit dem Attribut „frische Kiese“ beschrieben. Inge-

samt gilt, dass die Intensität der Verwitterung nach oben abnimmt (ELLWANGER et al. 2003).

In der alpinen Fazies sind Breisgau- und Neuenburg-Fm jeweils in zwei Subformationen gegliedert: die **Breisgau-Fm** mit unten vielen, oben wenigen alterierten Komponenten als Weinstetten-Sfm und Balgau-Sfm, die **Neuenburg-Fm** mit ihren beiden grob-fein-Zyklen, die jeweils mit einem schlecht sortierten Grobhorizont beginnen, als Namsheim- bzw. Hartheim-Sfm. Dazu kommt die jeweilige Lokalfazies am Schwarzwaldrand (ohne alpine Komponenten): Wasser- und Zarten-Sfm.

Die alpine Abfolge ist typisch für das Gebiet des großen Rhein-Schwemmkegels zwischen Mulhouse und Kaiserstuhl; sie verändert sich weiter nördlich bis Strasbourg im Sinne abnehmender Korngrößen und – je nach Verbindung zu Schwarzwald und Vogesen – weniger mürben Komponenten. Stellenweise sind diese Grobsedimentpakete nicht intern gliederbar (**Ortenau-Fm**). Die Randfazies am Schwarzwald reicht noch weiter nach Norden bis Baden-Baden/Rastatt.

Die **Korrelation Alpenrand-Südgraben** erfolgt für die Neuenburg-Fm mithilfe der beiden Groblagen an der Basis der Namsheim-Sfm und der Hartheim-Sfm in dem Sinne, dass die Namsheim-Sfm eine korrelative Sequenz der D2 (Illmensee-) Diskontinuität darstellt, und die Hartheim-Sfm der D1 (Hasenweiler-) Diskontinuität entspricht. In beiden Fällen handelt es sich um eine isochrone und kausale Beziehung, und es bleibt zunächst offen, wie sich der Impuls nach Norden fortsetzt. – Ein ähnlicher Sediment-Input-Mechanismus kann auch für die Breisgau-Fm unterstellt werden, nur dass durch inzwischen eingetretene Umlagerung keine durchgehenden Groblagen mehr erhalten sind. Für eine Verknüpfung mit der D3 (Dietmanns-) Diskontinuität könnte eine Rolle spielen, dass das Hochrheintal von Eis des Rhonegletschers erfüllt war und es sogar bis zur Beckenerosion kam (Haseltal-Becken, dazu vermutlich noch weitere Becken im heutigen Talverlauf). Falls es hier zu einem Rückstau von Schmelzwässern kam, dürfte der anschließende Ausbruch und Überlauf umso heftiger ausgefallen sein. – Im älteren Teil der Breisgau-Fm wird die randalpine Entwicklung der Oberschwaben-Deckenschotter-Fm in der sedimentpetrographischen Zusammensetzung bzw. im Schwermineralspektrum reflektiert. Von den drei „instabilen“ Mineralen Granat, Epidot und Hornblende ist nach BOENIGK (1987) der Granat stets reichlich vorhanden, höhere Epidot-Werte sind typisch für das westliche alpine Einzugsgebiet (Rhone, Aare), Hornblende für den



Alpenrhein. Die Schwermineralanalysen von HAGEDORN (2004) ergeben im unteren Teil der Breisgau-Fm (Weinstetten-Sfm) hohe Werte von Granat und Epidot mit weniger Hornblende, im oberen Teil (Balgau-Sfm) dagegen hohe Werte von Granat und Hornblende mit weniger Epidot. Insofern scheint die Weinstetten-Sfm jene Phase zu repräsentieren, als das aktuelle Alpenrheintal noch nicht existierte (Donau-Deckenschotter) oder noch zur Donau entwässerte (Günz-Deckenschotter). Für die Balgau-Sfm ist das Alpenrheintal Teil des Einzugsgebietes. Der Wechsel ist spätestens mit der D3 (Dietmanns-) Erosionsdiskontinuität verknüpft, wahrscheinlich jedoch früher. Die Schwermineralkonzentration in der Iffezheim-Fm, die ja aus Lokalsedimenten besteht, ist um eine Ordnung geringer als in alpinen Sedimenten, im Spektrum dominieren stabile Minerale (Turmalin u. a.).

3.2.4 Nördlicher Oberrheingraben:

Die Formationsgliederung für das Quartär und oberste Pliozän im nördlichen Oberrheingraben besteht aus vier Formationen und ihren Untereinheiten: Iffezheim-Fm, Viernheim-Fm, Ludwigshafen-Fm und Mannheim-Fm. Die Sedimente der Iffezheim-Fm sind lokaler Provenienz, die der Viernheim-Fm, Ludwigshafen-Fm und Mannheim-Fm alpiner Provenienz mit wechselnden Anteilen lokaler Beimengungen aus den Graben-begleitenden Mittelgebirgen. Die folgende kurze Charakteristik bezieht sich in erster Linie auf das Heidelberger Becken.

Die **Iffezheim-Fm** besteht weiterhin aus Sanden und teils diamiktischen Schluff-Tonen, die alle stark pedogen überprägt sind. Es gibt matrixarme Sande (bedload), die ein mittelgroßes Flusssystem reflektieren. Kaolinsande sind auch vorhanden, meist am Übergang zu den schluffig-tonigen Hochflutsedimenten.

Die **Viernheim-Fm** ist zweigeteilt. Sie besteht unten aus Sand-Feinsediment-Zyklen (bedload-overbank: Neuzenhof-Sfm), oben aus eher eintönigen Sanden (überwiegend bedload: Neuzenlache-Sfm).

Die **Ludwigshafen-Fm** umfasst meist mehrere Feinsediment-Zyklen (sandige bis humose Feinsedimente, meist Hochflutsedimente, am Graben-Ostrand gelegentlich lakustrin). Diese Einheit ist nur im zentralen Teil des Nordgrabens ausgebildet.

Die **Mannheim-Fm** setzt mit recht groben, oft geröllführenden Sanden ein; ihre Basis kann gerade daran auch dann erkannt werden, wenn die Ludwigshafen-Fm im Liegenden nicht ausgebildet ist. Die Sukzession besteht aus zwei bis drei Zyklen, unten vorherrschend alpine, oben lokale Provenienz der Sedimente.

Die o. g. Formationsgliederung tritt an die Stelle einer lithologischen Gliederung aus Kieslagern und feinkörnigen Zwischenhorizonten (vgl. HAHNE et al. dieser Band).

Die **Steuerung** der räumlichen Verteilung von Viernheim- und Ludwigshafen-Fm ist geprägt durch die wechselnden Verhältnisse von verfügbarem Akkommodationsraum und Sediment-Eintrag (a/s-ratio, CROSS et al. 1993, 1998). Dabei ist von einem recht konstanten Sedimentangebot auszugehen, das sich teils aus alpinen Sedimenten, teils aus den angrenzenden Mittelgebirgen rekrutiert. Hier reflektiert die Neuzenhof-Sfm einen höheren a/s-Wert als die Neuzenlache-Sfm (Feinsedimente sind zunächst (unten) erhalten, oben nicht erhalten). Mit Beginn der Ludwigshafen-Fm ist die tektonische Subsidenz zusätzlich durch lakustrine Sedimente und auch dadurch nachgewiesen, dass auch der Unterlauf des Neckartales von der Absenkung mit betroffen ist: das belegt einerseits das Vorkommen von Feinsedimenten an der Neckarmündung, andererseits die Talverschüttung von Mauer (HAHNE et al., dieser Band). Diese Phase endet mit dem Einsatz der Mannheim-Fm mit ihrem deutlichen Grobsediment-Impuls (vgl. SIMON, dieser Band).

Die skizzierte Steuerung durch wechselnde a/s-Werte führt zwangsläufig zu diachronen Formations- bzw. Subformations-Grenzen. Dies gilt auch für die Sedimente der Iffezheim-Fm, die mit der Viernheim-Fm verzahnt, teils ihr Liegendes bildet. Sie wurde bisher noch nicht einbezogen, weil angesichts des hohen Anteils von Feinsedimenten zunächst eine mikrosedimentologische Analyse und Interpretation benötigt wird. Diese Untersuchungen stehen kurz vor ihrem Abschluss, erste Ergebnisse vgl. MENZIES, dieser Band.

Die **Korrelation Südgraben-Nordgraben** ist keineswegs trivial, wie es den Anschein haben könnte, da es sich ja um einen zusammenhängenden Sedimentkörper handelt: im Südgraben ist der schwankende Klima-gesteuerte Eintrag von Grobsedimenten bestimmend, im Nordgraben dagegen eine teils stärkere, teils weniger starke Subsidenz, verbunden mit einem vergleichsweise konstanten Sedimenteintrag. Die zunächst diskutierte

Variante, dass Groblagen in der Mannheim-Fm mit jenen im Südgraben zusammenhängen könnten, hat sich bisher nicht bestätigt (Grobsedimente sind im Nordgraben fast nur lokaler Herkunft, vgl. SIMON, dieser Band). Möglicherweise hängen stattdessen zwei Erosionsphasen am Westrand des Heidelberger Beckens mit den Schüttungsimpulsen aus dem Süden zusammen.

Es sieht daher so aus, dass die Verzahnung von Süd- und Nordgrabengliederung in einer ziemlich großen Übergangszone „mittlerer Oberrheingraben“ angesiedelt ist, etwa zwischen der Ortenau und Karlsruhe. Hier gibt es einerseits alpine Grobsedimentpakete (z. B. Ortenau-Fm), andererseits Sand-dominierte Pakete, die typische Nordgraben-Fazies zeigen und je nach Tiefe und Sedimentinhalt eher der Viernheim-Fm oder der Mannheim-Fm entsprechen können (nicht aber der Ludwigshafen-Fm). Eine mehr ins Detail gehende Ausarbeitung dieses Übergangs steht noch aus.

Angesichts dieser Unsicherheiten ist hier mehr als anderswo eine Abhängigkeit von Zeitmarken gegeben (vgl. HAHNE et al., dieser Band).

4. Lithostratigraphische Korrelation vom Alpenrand zur See?

Die litho- bzw. eventstratigraphische Verknüpfung der späthochglazialen Beckenerosion am Alpenrand mit korrelativen Sedimenten im südlichen Oberrheingraben ist Ausgangspunkt des folgenden Korrelations-Szenarios, in der die Weiterführung des Transportimpulses bis zum Eisrand der nordeuropäischen Vergletscherung und ins marine Milieu zur Diskussion gestellt wird. Die Korrelation alpiner und nordeuropäischer Vereisungen ist auch eines der Ziele des „Heidelberg Basin Drilling Project“.

Das Szenario wurde in verschiedenen Workshops und auf Tagungspostern präsentiert (z. B. ELLWANGER et al. 2012, WIELANDT-SCHUSTER et al. 2012). Wir möchten ausdrücklich darauf hinweisen, dass unsere Überlegungen über skandinavisches und britisches Eis, Nordsee und Biskaya nicht auf eigenen Untersuchungen beruhen, sondern ausschließlich auf publizierten Daten und Szenarien (v. a. GIBBARD 2007, BUSSCHERS 2007, TOUCANNE et al. 2009).

Szenario: Drei subglaziale Erosionsereignisse von erheblichem Ausmaß erzeugen den randalpinen Akkommodationsraum u. a. für die Sedimente der Dietmanns-, Illmensee- und Hasenweiler-Fm (= Späthochglazial der Hoßkirch-, Riss- und Würm-Vergletscherung). Als korrelative Sedimente werden im südlichen Oberrheingraben schlecht sortierte (diamiktische) Grobsediment-Horizonte abgelagert. An der Westseite des Heidelberger Beckens im nördlichen Oberrheingraben sind etwa in dieser Zeit zwei kräftige Erosionsphasen in der Mannheim-Fm nachgewiesen (WEIDENFELLER & KÄRCHER 2007), die möglicherweise ebenfalls mit diesen Impulsen zusammenhängen. Daraus erwächst die Frage: wie setzten sich diese Impulse nach Norden fort?

- Um eine Vorstellung von der Größenordnung des Transportimpulses zu bekommen, wurde die Basis der beiden Grobhorizonte in zwei Iso-linienkarten dargestellt. Die Differenz zwischen Topographie und oberem Grobhorizont sowie zwischen oberem und unterem Grobhorizont entspricht dem bei Beckenerosion jeweils transportierten Sedimentvolumen, da anschließend das Transportsystem unterbrochen wird. Eine ungefähre Abschätzung ergab ca. 50 km³ Sedimentvolumen für jedes der beiden Ereignisse (genaue Berechnung vgl. NEEB et al. 2004). Wieviel Wasser wird benötigt, um 50 km³ Sediment zu transportieren? Und erneut: wie setzt sich der Impuls nach Norden fort, nachdem im Südgraben 50 km³ Sediment abgelagert wurden?

Im Bereich der Nordsee ist späthochglazial der Meeresspiegel kräftig abgesenkt und große Gebiete lägen trocken, wenn nicht in der Elster- und Saale-Eiszeit (entspricht Hoßkirch und Riss) britisches und skandinavisches Eis zusammengekommen und den Weg zur nördlichen Nordsee blockiert hätte. So entstand jeweils ein großer Süßwassersee, im Norden von Eis blockiert, im Westen und Süden durch die angrenzenden Hügellandschaften. Seine größten Zuflüsse waren das Elbe-Urstromtal von Südost und der Rhein von Süden.

Der niedrigste Punkt in der Umrahmung des Sees war wohl im Bereich der heutigen Straße von Dover. Vor dem Überlauf befand sich hier noch eine Landverbindung zwischen England und Frankreich. Als der Seespiegel des zunächst abflusslosen Sees hoch genug gestiegen war, begann hier der Überlauf als „fleuve manche“ durch den englischen Kanal und schließlich bei tiefem Meeresspiegel die Mündung in die Biskaya. In der Sedimentsukzession unterhalb des Kontinentalhangs zeichnet sich der Überlauf ab durch Provenienz



und Sedimentationsraten zuerst am Ende der Elsterzeit und Holstein (MIS 12-11), dann ein zweites Mal am Ende der Saalezeit und Eem (MIS 6-5, vgl. GIBBARD 2007, TOUCANNE et al. 2009).

- Aus dem oberschwäbisch-oberrheinischen Blickwinkel stellt sich hier die Frage nach dem Ursprung des Impulses, der den Überlauf auslöste. Stammt er aus dem benachbarten britisch-skandinavischen Eis, aus der Elbe, oder doch aus dem Rhein?

Der Rheinimpuls ist ja verknüpft mit der späthochglazialen Beckenerosion, auf die kein erneuter Eisvorstoß in die gerade ausgeräumten Becken nachfolgt. Das hat mit Klimaerwärmung zu tun, und man kann sich gut vorstellen, dass sie am Alpenrand etwas früher einsetzte als 1000 km nördlich. In diesem Fall würde der alpine späthochglaziale Impuls in ein pleniglaziales, eher ruhiges Milieu münden und dort die beschriebene Kettenreaktion auslösen (die sonst nur wenig später aus der Elbe, Themse oder direkt aus dem britisch-skandinavischen Eis in Gang gesetzt worden wäre).

Unser Vorschlag läuft auf eine isochrone, kausale Korrelation hinaus, ausgehend von subglazialer Beckenerosion am Alpenrand, über Sedimentation und Erosion im Oberrheingraben, Erosion der Straße von Dover und schließlich alpinem Sedimenteintrag in die Biskaya.

Diskussion: Folgt man dem Szenario, betrifft dies auch die geochronologische Einstufung von Hoßkirch und Holstein. Folgt man der Idee nicht, muss man das alpine Signal in der Biskaya aus umgelagerten älteren Rheinsedimenten herleiten. Ohne Event-Korrelation bleibt die Stratigraphie des Rheinsystems in ausschließlicher Abhängigkeit von Zeitmarken.

5. Ausblick

Mit dieser Arbeit wird der baden-württembergische Teil der neuen lithostratigraphischen Formationsgliederung entlang des Rheins erstmals als Ganzes dargestellt (Kap. 3), in Ergänzung zu verschiedenen schon publizierten Einzeldarstellungen (LGRB 2012, LithoLex 2011 ff., ELLWANGER et al. 1995, 2003, 2009, 2011a, b u. a.). Sie fußt auf einer in sich schlüssigen, modernen Zusammenschau des

geologisch-flussgeschichtlichen Werdegangs von Oberschwaben, Hochrhein und Oberrheingraben im Quartär (Kap. 2), und beinhaltet darüber hinaus Ansätze, die in die Gliederung des ganzen Rheinsystems von den Alpen zur See einfließen können (Kap. 4).

Diese LGRB-Formationsgliederung ist der stratigraphische Rahmen, in dem die Autoren der folgenden Arbeiten ihre Ergebnisse präsentieren, die von der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord, über das Heidelberger Becken, den Oberrheingraben und bis zum Hochrhein und nach Oberschwaben reichen.

- BUNESS & GABRIEL präsentieren eine im Kontext der neuen Lithostratigraphie fortgeschriebene Bewertung der Ergebnisse der seismischen Voruntersuchungen, die seinerzeit zur Auffindung geeigneter Bohrlokationen durchgeführt wurden (vgl. BUNESS et al. 2008, online <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58>);
- zur Vorgeschichte des Bohrprojekts gehört die historische, über 1000 m tiefe Bohrung „Radium-Sol-Therme“. In einer bohrtechnisch-stratigraphischen Neubewertung stellen NITSCH et al. zur Diskussion, dass die Bohrung vielleicht doch nicht so tief war;
- Grundlage für alle weiteren Untersuchungen und Interpretationen ist die makrosedimentologische Beschreibung der Bohrkernkerne der beiden Bohrungen Heidelberg UniNord. In der Arbeit ELLWANGER et al. ist die Schichtbeschreibung mit einer Fotodokumentation der gesägten Halbkernkerne kombiniert. Vgl. die Gliederung nach Lithofazies-Assoziationen (ELLWANGER et al. 2008a, online <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58>);
- die mikrosedimentologische Analytik ergänzt und erweitert die makrosedimentologische Beschreibung (MENZIES). Es handelt sich um eine mikromorphologische Charakterisierung der Feinsedimente. Es ist zu wünschen, dass diese Methode in Zukunft nicht nur Forschungsbohrkernernen vorbehalten bleibt. – Der vorliegende Beitrag behandelt die Mannheim-Fm, die Bearbeitung der tieferen Abschnitte der Bohrungen steht vor dem Abschluss;
- eine sedimentpetrographische Studie von SIMON fokussiert auf die Herkunft (Provenienz) der Sedimente. Bei den Schwermineraluntersuchungen (det. HAGEDORN) steht die Unterscheidung von alpiner und lokaler Provenienz im Vordergrund, bei der Grobsedimentpetrographie (det. SIMON) die Entwicklung im Neckar-Einzugsgebiet;

- erste Ergebnisse der gerade begonnenen magnetischen Untersuchungen präsentieren ROLF & HAMBACH. Ziel dieser Arbeiten ist einerseits, geophysikalische Gesteinsparameter zu dokumentieren, andererseits die magnetostratigraphische Einstufung und Gliederung der Bohrkerne. Im Falle der Bohrung UniNord kommt die Dokumentation und Interpretation von bohrtechnischen Effekten dazu, die mit dem Abbruch und Neubeginn der Bohrung zu tun hat;
- auch die Bohrlochmessungen von HUNZE et al. gehören zur Dokumentation geophysikalischer Gesteinsparameter. Die gemessenen Gamma-Werte scheinen mit verschiedenen Milanković-Zyklen übereinzustimmen. Eine entsprechende Gliederung der Sukzession wird zur Diskussion gestellt;
- für eine chronostratigraphische Gliederung des Quartärs sind jedoch an erster Stelle die palynologischen Zeitmarken essentiell. Die Pollenanalyse und stratigraphische Interpretation der Proben der Bohrungen UniNord erfolgte durch J. HAHNE. In der vorliegenden Arbeit HAHNE et al. werden zahlreiche weitere Untersuchungsergebnisse aus dem ganzen Oberrheingraben, Hochrhein und Oberschwaben zusammengefasst, auch Ergebnisse anderer Autoren, um daraus eine einheitliche palynostratigraphische Gliederung zu entwickeln. Sie folgt, erstmals in Baden-Württemberg, der „Göttinger Schule“ (Prof. BEUG). Ältere palynostratigraphische Zusammenfassungen (BLUDAU in ELLWANGER et al. 1995, 1999, 2003) befolgten dagegen die Regeln der „Hohenheimer Schule“ (Prof. FRENZEL);
- die landesweite Palynostratigraphie wird ergänzt durch eine Arbeit über den ersten Eem-Fund im Oberrheingraben (SCHLOSS);
- für die Quartär-Chronostratigraphie sehr wichtig ist schließlich eine paläomagnetische Arbeit über Höchsten und Heiligenberg in Oberschwaben (ROLF et al.), weil damit das frühpleistozäne Alter der Deckenschotter belegt wird (vgl. ELLWANGER et al. 1995, BIBUS et al. 1996).

Weitere Ergebnisse aus dem „Heidelberg Basin Drilling Project“ und dem Alpenvorland sind online verfügbar unter <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58> und <http://quaternary-science.publiss.net/issues/65>.

Weitere Ergebnisse laufender und auch künftiger Untersuchungen sind über die Homepage des LGRB einsehbar (www.lgrb.uni-freiburg.de).

Literatur

- BARTZ, J. (1951): Revision des Bohr-Profiles der Heidelberger Radium-Sol-Therme. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **33**: 101–125.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., ELLWANGER, D., FROMM, K., KÖSEL, M. & SCHREINER, A. (1996): On Pre-Würm glacial and interglacial deposits of the Rhine Glacier (South German Alpine Foreland, Upper Swabia, Baden-Württemberg). – In: TURNER, CH. (ed.): The early Middle Pleistocene in Europe: 195–204; Rotterdam (Balkema).
- BOENIGK (1987): Petrographische Untersuchungen jungtertiärer und quartärer Sedimente am linken Oberrhein. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **69**: 357–394.
- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H. R. & KALIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsaugern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – *Eclogae geologicae Helvetiae*, **89/3**: 1043–1048.
- BUNESS, H. & GABRIEL, G. (2012): Reflexionsseismische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord und Viernheim. – LGRB-Informationen, **26**: 194–209 (dieser Band).
- BUSSCHERS, F. (2007): Unravelling the Rhine; response of a fluvial system to climate change, sea-level oscillation and glaciation. – PhD thesis Vrije Universiteit Amsterdam. *Geology of the Netherlands*, **1**: 1–183.
- CROSS, T.A., BAKER, M.R., CHAPIN, M.A., CLARK, M.S., GARDNER, M.H., HANSON, S., LESSINGER, M.A., LITTLE, L.D., McDONOUGH, K.J., SONNEFELD, M.D., VALASEK, D.W., WILLIAMS, M.R. & WRITTER, D.N. (1993): Application of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. – In: ESCHARD, R. & DOLIGEZ, B. (eds.): *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop observations*: 11–33; Paris (Technip).
- CROSS, T.A. & LESSINGER, M.A. (1998): Sediment Volume Partitioning: Rationale for Stratigraphic Model Evaluation and High-Resolution Stratigraphic Correlation. – In: SANDVIK, K.O., GRADSTEIN, F. & MILTON, N. (eds.): *Predictive high resolution sequence stratigraphy*. – *Norweg. Petrol. Soc. Spec. Publ.*: 171–196.
- ELLWANGER, D., unter Mitarbeit von LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & NEEB, I. (2003): Eine „landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung“ vom Alpenrand bis zum Oberrhein. – *GeoArchaeoRhein*, **4**: 81–125.
- ELLWANGER, D. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2012): Fotodokumentation und Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord I und II. – LGRB-Informationen, **26**: 25–86 (dieser Band).
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Baden-Württemberg. – In: BENDA, L. (ed.): *Das Quartär Deutschlands*: 255–295; Berlin, Stuttgart, New York (Springer).
- ELLWANGER, D., FEJFAR, O. & KOENIGSWALD, W. VON (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – *Münchner Geowiss. Abh.*, **A 26**: 173–191.
- ELLWANGER, D., FIEBIG, M. & HEINZ, J. mit Beiträgen zur Pollenanalyse von BLUDAU, W. (1999): Quartärgeologie des mittleren Rheingletschergbietes (Bittelschiess, Höchsten, Hosskirch, Ostrach). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **81**: 217–230.



- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., GREILING, R. O., HOSELMANN, CH., WEIDENFELLER, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2008b): Pliocene and Quaternary evolution and sedimentary fill of the Upper Rhine Graben. – Joint EUCOR-URGENT and TOPO-WECEP Workshop, 8th International Symposium on Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics, 25–28 March 2008, Mont Saint-Odile, Alsace, France, 2008.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., HOSELMANN, C., LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & WEIDENFELLER, M. (2005): The Heidelberg Drilling Project (Upper Rhine Graben, Germany). – *Quaternaire*, **16/3**: 191–199.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, R. O., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2008a): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 316–337.
- ELLWANGER, D., KIMMIG, B., SIMON, T. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2011): Quartärgeologie des Rheingletschergebiets, Exkursion I. (29.04.2011). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., **93**: 115–217.
- ELLWANGER, D., WIELANDT-SCHUSTER, U., FRANZ, M., SIMON, T. (2011): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland. – *E & G, Quat. Sci. J.*, **60/2**: 306–328.
- ELLWANGER, D., WIELANDT-SCHUSTER, U., FRECHEN, M., HOSELMANN, CH. & WEIDENFELLER, M. (2012): Quaternary Correlation along the Rhine. – *Bayreuther Forum Ökologie*, **117**: 39–40.
- FEZER, F. (1998): Mittel- und Jungpleistozän im „Heidelberger Loch“, Bohrprofil Entensee von 285 m bis 6 m Teufe. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., **80**: 297–360.
- FREI, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. – *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, N.F., **37**: 182 S.
- FRENZEL, B. (1989): Theoretische Grundprobleme der botanischen Biostratigraphie des Eiszeitalters. – In: ROSE, J. & SCHLÜCHTER, C. (eds.): *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality*: 3–40, Rotterdam (Balkema).
- FRENZEL, B. & BLUDAU, W. (1987): On the duration of the interglacial to glacial transition at the end of the Eemian interglacial (deep sea stage 5e): Botanical and sedimentological evidence. – In: BERGER, W.H. & LABEYRIE, L.D. (eds.): *Abrupt climatic changes – Evidence and implications*. – NATO ASI, Series C, **216**: 151–162.
- GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C., WEIDENFELLER, M. (2008): The Heidelberg Basin Drilling Project. – *E & G, Quat. Sci. J.*, **57/3-4**: 253–269.
- GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C., WEIDENFELLER, M., WIELANDT-SCHUSTER, U. (im Druck): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. *Quat. Int.* (DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044>)
- GIBBARD, P. (2007): Europe cut adrift. – *Nature*, **448**: 259–260.
- GRAF, H. R. (2009): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **58/1**: 12–54.
- HAGEDORN, E.M. (2004): Sedimentpetrographie und Lithofazies der jungtertiären und quartären Sedimente im Oberrheingebiet. – 248 S. Inaugural-Dissertation, Geol. Inst. Univ. Köln; Köln. URL: <http://kups.ub.uni-koeln.de/volltexte/2004/1253/>
- HAHNE, J., ELLWANGER, D., FRANZ, M., STRITZKE, R., & WIELANDT-SCHUSTER, U.: Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben – eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes. – *LGRB-Informationen*, **26**: 119–154 (dieser Band).
- HGK (1999): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum, Fortschreibung 1983-1998. – Ministerium für Umwelt und Verkehr Baden-Württemberg, Hessisches Ministerium für Umwelt, Landwirtschaft und Forsten, Ministerium für Umwelt und Forsten Rheinland-Pfalz: 1–155.
- HUNZE, S., BAUMGARTEN, H. & WONIK, T. (2012): Zyklusstratigraphie der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord und Korrelation lithostratigraphischer Formationen im Heidelberger Becken aus Bohrlochmessungen. – *LGRB-Informationen*, **26**: 181–194 (dieser Band).
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2010): Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz. – *E & G, Quat. Sci. J.*, **59/1-2**: 88–119.
- KRÖMER, E. (2012): Pencks Heirs -- Pleistocene Stratigraphy in Southern Bavaria. – *Bayreuther Forum Ökologie*, **117**: 44–45.
- LGRB (2003): Geologische Landesaufnahme GeoLa, landesweit fachübergreifend integrierter digitaler Geodatenatz für den Zielmaßstab 1 : 50 000; Online-Publikation http://www.lgrb.uni-freiburg.de/lgrb/Fachbereiche/geologie/grundlagen/integrierte_landesaufnahme.
- LGRB (2007): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis Geologischer Einheiten – Aktualisierte Ausgabe März 2007. – Internet-Publ.: <http://www.lgrb.uni-freiburg.de>; Freiburg i. Br. (Reg.-Präs. Freiburg - L.-Amt Geol. Rohst. Bergb.).
- LGRB (2012): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis Geologischer Einheiten – Aktualisierte Ausgabe Mai 2012. – Internet-Publ.: <http://www.lgrb.uni-freiburg.de>; Freiburg i. Br. (Reg.-Präs. Freiburg - L.-Amt Geol. Rohst. Bergb.).
- LithoLex (2011 ff.): Online-Datenbank: <http://www.bgr.bund.de/litholex>. Hannover, BGR.
- MENZIES, J. & ELLWANGER, D. (2012): Micromorphology of the Mannheim Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben. – *LGRB-Informationen*, **26**: 87–106 (dieser Band).
- NEEB, I., LÄMMERMANN, J., HINDERER, M., ELLWANGER, D., FRECHEN, M. (2004): Sediment Budget of Pliocene and Quaternary Unconsolidated Deposits of the Rheingletscher Ara, Swiss Midlands and the Upper Rhine Graben. – Abstract, Joint Colloquium, Integrated Ocean Drilling Program (IODP) – International Continental Scientific Drilling Program (ICDP), Univ. Bremen, Deutsche Forschungsgemeinschaft.
- NITSCH, E., RUPF, I. & ZUMSPREKEL, H. (2012): Kurzmitteilung zum möglichen Bohrfeld der Radium-Sol-Therme (Heidelberg). – *LGRB-Informationen*, **26**: 210–215 (dieser Band).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 1199 S; Leipzig (Tauchnitz).
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, CH. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **60/2**: 282–305.

- ROLF, C. & HAMBACH, U. (2012): Erste Ergebnisse zur Magnetik der Sedimente des Heidelberger Beckens (Bohrung Uni-Nord). – LGRB-Informationen, **26**: 163–170 (dieser Band).
- ROLF, C., FROMM, K. & ELLWANGER, D. (2012): Zur Magnetostratigraphie an Deckenschottern aus dem südlichen Oberschwaben. – LGRB-Informationen, **26**: 171–180 (dieser Band).
- SALOMON, W. (1927): Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihre geologischen Verhältnisse. – Abh. Heidelberger Akad. Wissensch., **14**: 1–105.
- SCHLOSS, S. (2012): Ein Eem-zeitliches Pollenprofil aus der Nördlichen Oberrheinniederung bei Philippsburg. – LGRB-Informationen, **26**: 155–162 (dieser Band).
- SCHLÜCHTER, C. (1988): A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy of the Northern Alpine Foreland of Switzerland. – Bull. Soc. neuchâteloise géogr., **32-33**: 143–157.
- SCHREINER, A. (1992): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:50.000. Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee. – 290 S.; Freiburg, Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden.Württemberg).
- SIMON, T. (2012): Herkunft und Transport der Sedimente in der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord. – LGRB-Informationen, **26**: 107–118 (dieser Band).
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (Hrsg.) (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**: 19 S.
- TOUCANNE, S., ZARAGOSI, S., BOURILLET, J.F., GIBBARD, P., EYNAUD, F., GIRAudeau, J., TURON, J.L., CREMER, M., CORTIJO, E., MARTINEZ, P., ROSSIGNOL, L. (2009): A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin. – Quat. Sci. Rev., **28**, 2974-2981.
- VERDERBER, R. (2003): Quartärgeologie im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel). – Z. dt. Geol. Ges., **154/2-3**: 369–406.
- WEIDENFELLER, M. & KÄRCHER, T. (2008): Tectonic influence on fluvial preservation: aspects of the architecture of Middle and Late Pleistocene sediments in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherl. J. Geosc., **87/1**, 33-40.
- WELTEN, M. (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F., **162**: 1–38 + Diagrammteil.
- WIELANDT-SCHUSTER, U., ELLWANGER, D., FRECHEN, M., HOSELMANN, CH. & WEIDENFELLER, M. (2012): Quaternary Correlation along the Rhine. – Abstract, SEQS 2012 Meeting, At the edge of the Sea: Sediments, Geomorphology, Tectonics and Stratigraphy in Quaternary Studies, 105–106.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F.: **156**, 1–174, + Diagrammheft.



LGRB-Informationen	26	S. 25 – 86	30 Abb.	1 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	-----------	------------	---------	--------	------------------------------

Fotodokumentation und Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord I und II

DIETRICH ELLWANGER & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER

Inhalt

Einführung und Kurzprofil	27
Fotodokumentation und Schichtenverzeichnis	28
Anhang 1: Überkerne	80
Anhang 2: Mollusken in der Bohrung Heidelberg UniNord.....	83
<i>Literatur</i>	<i>84</i>





LGRB-Informationen	26	S. 25 – 86	30 Abb.	1 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	------------	---------	--------	------------------------------

Fotodokumentation und Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord I und II

DIETRICH ELLWANGER & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER

Die Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord I und II wurden am Nordrand des Campus der Universität Heidelberg „Im Neuenheimer Feld“ in den Jahren 2006 und 2008 abgeteuft. Bohrziel war das quartäre Subsidenzzentrum des Heidelberger Beckens. Die Lokation wurde mithilfe seismischer Vorerkundung festgelegt (BUNESS et al. 2008, BUNESS & GABRIEL, dieser Band).

Die erste Bohrung (UniNord I, LGRB 6517/1280) liegt auf einem Grundstück der Universität Heidelberg (R 34 75 631,91 / H 54 76 507,66; 104,6 m NN). Sie wurde bis 190,4 m in Kernmärschen von 1 Meter als Rammkernbohrung ausgeführt (Rammen mit Inliner).

Die zweite Bohrung (UniNord II, LGRB 6517/1330) liegt auf einem Grundstück der Stadt Heidelberg (R 34 75 558,64 / H 54 76 760,93; 105,3 m NN). Sie wurde bis 183 m als Spülbohrung ausgeführt, darunter bis 329 m als Rammkernbohrung (Rammen mit Inliner, Kernmärsche von 1 Meter), und bis zur Endteufe bei 500 m als Rotationskernbohrung mit Inliner (Kernmärsche von 3 Meter).

Beide Bohrungen wurden geophysikalisch vermessen (HUNZE et al. dieser Band) und verfüllt. Die Bohrkernkerne wurden magnetisch vermessen (ROLF & HAMBACH, dieser Band), und dann mit der Kernsäge des HLUG halbiert.

Kurzprofil: 0–56,2 m Mannheim-Fm (UniNord I) / 56,2–126,4 m Ludwigshafen-Fm / 126,4–298,6 m Viernheim-Fm (UniNord I-II) / 298,6–>500 m Iffezheim-Fm (UniNord II).

Fotodokumentation: Die halbierten Bohrkernkerne wurden in Gruppen von vier Kernmetern fotografiert und von GABRIELE FISCHER (LGRB) in Orthogonalprojektion umgewandelt.

Schichtenverzeichnis: Die Beschreibung beinhaltet die qualitativ abgeschätzte Granulometrie (Haupt- und Nebengemengteile gemäß DIN 4022 ff.), Farbe, Provenienz, Kornformen, Gefüge, Verwitterungsgrad, Konsistenz, Klüftung u. a. Noch in Arbeit sind quantitative Messungen der Kornverteilung und -form mit einem Camsizer (Prof. SIROCKO, Mainz) und einem Laser-Diffraktometer (Prof. FRECHEN, Hannover) sowie Untersuchungen zur Tonmineralogie (Prof. KOVAC, Pecs).

Anmerkungen 1-26 enthalten eine Synthese-Gliederung (Lithofazies-Assoziationen, FIEBIG 1999) sowie Hinweise zu Mikrosedimentologie, Sedimentpetrographie, Chronostratigraphie sowie zur Bohrtechnik.

Anhang: Kurzmitteilung zu den in der Bohrung angetroffenen Mollusken

0 – 56,20 m Mannheim-Formation

- 2,50 m kein Kerngewinn



- 4,00 m Schluff, stark sandig, kiesig, steinig, oben Grundmasse schluffig - tonig, unten Grundmasse sandig - schluffig, graugelb; Komponenten: Buntsandstein und Muschelkalk; debris flow

- 5,00 m Kies, steinig, sandig - schwach schluffig, kalkig, graugelb; Komponenten: Kies aus Kalkstein, Steine aus Buntsandstein; debris flow

- 6,20 m Kies, sandig, kalkig; Komponenten: mehr Muschelkalk als Buntsandstein

- 6,50 m Kies, sandig, steinig, kalkig, Steine aus Buntsandstein

- 7,00 m Kies, sandig, kalkig; Komponenten: mehr Muschelkalk als Buntsandstein

- 7,25 m Blöcke aus Buntsandstein

- 7,50 m Kiessand, schwach kalkhaltig, gelbgrau, Komponenten aus Muschelkalk

- 8,15 m Kiessand, kalkig, gelbgrau, Komponenten aus Muschelkalk

- 8,40 m Kies, steinig, sandig, kalkig, gelbgrau; Steine aus Buntsandstein

- 8,70 m Kies, steinig, sandig, kalkig, gelbgrau; Komponenten vor allem aus Muschelkalk

- 8,90 m Sand, schwach kiesig, kalkig, gelbgrau

- 9,30 m Kies, steinig, sandig, kalkig, gelbgrau, fluviatil bis debris flow

- 9,60 m Blöcke aus Buntsandstein

- 11,20 m Kies, steinig, schwach sandig, kalkig, rot, grau, Komponenten vor allem aus Buntsandstein

- 11,50 m Kies, stark grobsandig, mittelsandig, kalkig, gelblichgrau

- 11,60 m Sand, mittelkiesig, kalkig, gelb

- 12,30 m Feinkies - Mittelkies, grobkiesig, mittelsandig - grobsandig, kalkig, grau, gelbgrau

- 12,60 m Mittelsand, grobsandig, feinsandig, kalkig, gelbbraun

Abb. 1: Bohrkern 2,5–20 m.



- 12,90 m Feinkies - Mittelkies, mittelsandig, grobkiesig, schwach kalkhaltig, gelbbraun
- 13,10 m Feinkies - Mittelkies, sandig, darin aufgearbeitet Klumpen aus tonigem Schluff; schwach kalkhaltig, grau
- 13,50 m Mittelsand - Grobsand, kiesig, schwach kalkhaltig, gelbgrau
- 13,60 m Grobkies, steinig, fein- bis mittelkiesig, sandig, schwach kalkhaltig
- 13,80 m Mittelsand - Grobsand, schwach kalkhaltig, gelbbraun
- 13,95 m Mittelkies, grobkiesig, feinkiesig, sandig, schwach kalkhaltig, grau; Komponenten: mehr Muschelkalk als Buntsandstein, plattige Komponenten aus Kalkstein, vermutlich des Jura
- 14,00 m Schluff, tonig, schwach kalkhaltig, grau
- 14,15 m Kiessand, kalkig, gelbgrau
- 14,40 m Mittelkies, feinkiesig, schwach grobkiesig, sandig, kalkig, gelbgrau, plattige Komponenten horizontal eingeregelt
- 14,60 m Grobsand - Feinkies, mittelkiesig, feinsandig - mittelsandig, kalkig, gelbgrau
- 15,05 m Kies, sandig, unten steinig, kalkig
- 15,35 m Kiessand, grobkiesig - steinig, kalkig, gelb; plattige Komponenten aus Muschelkalk
- 15,70 m Mittelkies, grobkiesig, feinkiesig, sandig, kalkig, grau; Komponenten überwiegend aus Muschelkalk
- 15,90 m Grobkies, mittelkiesig, feinkiesig, sandig, kalkig, grau, rot, gelb
- 16,00 m Schluff, sandig, laminiert, kalkig, braun, unten 2 cm toniges Feinsediment
- 16,30 m Mittelsand - Grobsand, oben und unten je eine Lage Mittelkies, schwach kalkhaltig, gelbgrau
- 16,50 m Mittelsand, grobsandig, schwach kalkhaltig, gelbbraun
- 16,55 m Mittelsand, mittelkiesig, schwach kalkhaltig, gelbbraun; plattige Komponenten: Muschelkalk und Buntsandstein
- 16,60 m Schluff, tonig, schwach kalkhaltig, grüngrau
- 17,00 m Kies, sandig, kalkig, grau - gelbgrau; Komponenten überwiegend aus Muschelkalk
- 17,20 m Kernverlust
- 17,40 m oben Kies, sandig, unten Sand, kiesig, kalkig, gelbgrau; Komponenten überwiegend aus Muschelkalk
- 17,50 m Kies, sandig, kalkig, grau; Komponenten überwiegend aus Muschelkalk
- 17,80 m Kies, sandig, steinig, grobkiesig, kalkig, grau; Komponenten aus Buntsandstein
- 18,00 m Sand, kiesig, grobkiesig, steinig, kalkig, gelbgrau; Komponenten aus Buntsandstein
- 18,80 m Kies, sandig, unten grobkiesig - steinig, kalkig, gelbgrau; Komponenten: oben aus Muschelkalk, unten auch aus Buntsandstein
- 18,90 m Feinkies - Mittelkies, sandig, schwach schluffig, schwach tonig, kalkig, gelbgrau
- 20,00 m Mittelkies, schwach steinig, grobkiesig, feinkiesig, sandig, kalkig, grau und braun

Anmerkung 1: Bohrung UniNord I, Intervall 0–20 m (Mannheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 3 in ELLWANGER et al. (2008), online unter <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 0–10,0 m Schotter mit Steinen und Blöcken (gravitativ bis fluvial)
- 10,0–26,3 m Schotter, etwas Sand (fluvial)

Mikrosedimentologie: Proben bei 2,90 m, 3,50 m und 18,50 m (vgl. MENZIES & ELLWANGER, dieser Band)

Provenienzanalyse der Grobsedimente und Schwerminerallog vgl. SIMON (dieser Band)



- 20,20 m Mittel- bis Feinkies, grobkiesig, sandig, kalkig, grau und braun
- 20,40 m Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, kalkig, gelbgrau
- 21,00 m Kies, steinig, sandig, kalkig, grau und braun; Komponenten: Steine aus Buntsandstein, Mittelkies aus Muschelkalk
- 21,30 m Feinkies - Mittelkies, kalkig, grau
- 21,60 m Kies, sandig, unten steinig, kalkig, gelbgrau
- 21,80 m Feinkies - Mittelkies, sandig, schluffig, tonig, kalkig, gelb
- 22,50 m Kies, schwach steinig, sandig, kalkig, grau; Komponenten aus Muschelkalk und Buntsandstein
- 22,80 m Kies, sandig, schluffig, tonig, kalkig, gelbgrau
- 23,10 m Kies, sandig, schwach schluffig, kalkig, gelbgrau
- 23,40 m Kies, sandig, steinig, kalkig, gelbgrau
- 23,60 m Kies, sandig, schluffig, tonig, kalkig, gelbgrau
- 24,00 m Kies, steinig sandig, kalkig, gelbgrau; Steine aus Buntsandstein
- 25,20 m Kies, stark sandig, schwach steinig, kalkig, gelbgrau; Steine aus Buntsandstein
- 25,70 m Sand, stark kiesig, kalkig, gelbgrau
- 26,20 m Kies, sandig, steinig, kalkig, gelbgrau; Steine aus Buntsandstein
- 26,30 m Stein aus Buntsandstein
- 26,70 m Sand, schluffig, schwach kalkhaltig, braun
- 27,20 m Kies, stark sandig, oben schluffig, tonig, schwach kalkhaltig, gelbgrau; Schichtfallen 15°
- 27,40 m Grobsand - Feinkies, schwach tonig, schluffig, sandig, schwach feinkiesig, schwach kalkhaltig, gelblich, grünlich, rötlich; Schichtfallen 10°
- 27,50 m Grobsand - Feinkies, sandig, schwach kalkhaltig, rötlich; Splitt aus Buntsandstein

Abb. 2: Bohrkern 20–40 m.



- 27,60 m Schluff, sandig, kiesig, kalkig, gelb
- 28,50 m Grobsand - Feinkies, sandig, feinkiesig, kalkig, gelbgrau; gröbere Komponente bei 28,1 m (evtl. Stein) aus Buntsandstein
- 28,70 m Grobsand - Feinkies, sandig, stark schluffig, feinkiesig, unten Schluff, sandig, kalkig, insgesamt gelbgrau, gegen unten mehr grau, Schichtfallen 30°
- 29,00 m Mittelkies, stark feinkiesig, stark sandig, kalkig
- 29,50 m Diamikt, komponenten- bis matrixgestützt: Kies, Steine, sandig - schluffig, kalkig, gelb; Schichtfallen 30°
- 29,70 m Diamikt, matrixgestützt: Schluff, sandig, kiesig, kalkig, gelb
- 29,75 m Diamikt, matrixgestützt: Schluff, tonig, schwach sandig, kiesig, kalkig, gelb, rötlich; Komponenten vorwiegend Buntsandstein
- 29,85 m Diamikt, komponentengestützt: kiesig, stark sandig, schluffig, kalkig, gelbgrau; Schichtfallen 30°
- 30,00 m Diamikt, matrixgestützt: Schluff, stark sandig, kiesig, kalkig, gelbgrau
- 30,10 m Grobsand - Feinkies, kalkig; zu Splitt zerbohrt
- 30,25 m Kies, sandig, schluffig, kalkig, grau; Schichtfallen 30°
- 30,40 m Diamikt, matrixgestützt: Schluff, Sand, Grobsand - Feinkies, schwach kiesig, kalkig, gelb
- 30,60 m Mittelkies bis Diamikt komponentengestützt, sandig, schluffig, kalkig, grau
- 30,65 m Steine, rot; Komponenten: Buntsandstein, in 30° eingeregelt
- 31,00 m Diamikt, matrixgestützt: Schluff, tonig, schwach sandig, kiesig, kalkig, hellgelb
- 33,10 m Schluff, sandig - schwach sandig, kiesig, steinig, schwach kalkhaltig, bräunlichgelb; Komponenten: Buntsandstein und Muschelkalk
- 33,20 m Grobsand - Feinkies, sandig, kalkig, rosa
- 33,30 m Steine aus Muschelkalk
- 33,40 m Schluff, sandig, kiesig, steinig, kalkig, bräunlich, gelb
- 33,60 m Mittelkies, Schluff, sandig, kalkig, gelbgrau
- 34,10 m Schluff, sandig, stark kiesig, schwach steinig, kalkig, bräunlich, gelb
- 34,20 m Steine bis Blöcke aus Buntsandstein
- 34,70 m Kies, sandig, stark schluffig, kalkig, braun
- 35,30 m Schluff, tonig, feinsandig, massig, schwach kalkhaltig, braun
- 36,00 m Schluff, tonig, sandig, massig, schwach kalkhaltig, braun; bei 35,6 m: Komponente aus Buntsandstein
- 36,30 m Schluff, tonig, stark sandig, schwach kalkhaltig, beige
- 36,70 m Schluff, tonig, stark sandig, schwach feinkiesig, schwach kalkhaltig
- 37,50 m Schluff, tonig, sandig, mittelkiesig, oben schwach steinig, kalkig, beige; bei 36,9 m: Komponenten aus Mittelkies, plattig
- 38,00 m Kies, schwach sandig, schluffig, tonig, kalkig, dunkelgrau; zum Teil zerbohrt
- 38,20 m Steine; Matrix vermutlich ausgespült
- 38,50 m Mittelsand, laminiert, schwach kalkhaltig, beige
- 38,60 m Kiessand, schwach kalkhaltig, beige
- 39,20 m Kies, sandig, unten steinig, kalkig, gelbgrau; viel Buntsandstein
- 40,00 m Kies, sandig, schwach steinig, kalkig, braun

Anmerkung 2: Bohrung UniNord I, Intervall 20–40 m (Mannheim-Fm). Vgl. Anmerkung 3.



- 41,05 m Kies, sandig, schwach steinig, kalkig, braun
- 41,10 m Sand, kalkig, beige
- 42,00 m Kies, sandig, schluffig, steinig, kalkig, gelbgrau; viel Buntsandstein
- 42,35 m Splitt, grau; zerbohrt
- 44,00 m Kies, sandig, steinig, kalkig, gelbgrau; Muschelkalk und Buntsandstein
- 45,00 m Kies, schwach sandig, kalkig, gelbgrau
- 45,05 m Splitt, graubunt; zerbohrt
- 45,60 m Kies, steinig, stark sandig, kalkig, gelbgrau; viel Buntsandstein
- 46,00 m Sand, schwach kiesig, kalkig, beige
- 47,60 m Schluff, sandig, Zwischenlage stark sandig, kiesig, schwach steinig, kalkig, gelbbraun
- 47,95 m Kies, sandig, stark schluffig, kalkig, gelbbraun; Komponenten: horizontal eingeregelt
- 48,10 m Schluff, stark tonig, schwach kalkhaltig, gelbbraun; Splitt bei 48,0 bis 48,05 m
- 48,60 m Kies, sandig, steinig, kalkig, grau; viel Muschelkalk
- 48,65 m Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kalkhaltig, braun
- 48,75 m Kies, sandig, schluffig, kalkig, gelbgrau
- 48,80 m Schluff, tonig, sandig, schwach kalkhaltig, braun
- 48,90 m Kies, sandig, schwach schluffig, kalkig, gelbgrau
- 49,60 m Splitt, graubunt; zerbohrt
- 49,70 m Steine, kalkig; aus Buntsandstein
- 50,20 m Kies, sandig, schwach schluffig, kalkig, gelbgrau
- 50,50 m Kies, schwach sandig, kalkig, grau
- 50,85 m Kies, sandig, schwach steinig, kalkig, gelbgrau

Abb. 3: Bohrkern 40–60 m.



- 51,00 m Kiessand, kalkig, gelbgrau
- 51,45 m Kies, sandig, kalkig, grau, gelblich; überwiegend Muschelkalk
- 51,70 m Kies, sandig, grobkiesig - steinig, kalkig, gelbgrau
- 51,75 m Kies, sandig, kalkig, gelbgrau; überwiegend Muschelkalk
- 52,40 m Kies, sandig, grobkiesig - steinig, kalkig, gelbgrau
- 53,30 m Kies, Steine, sandig, schwach schluffig, kalkig, rotbraun, zerbohrt; 53,0 bis 53,1 m Buntsandstein
- 53,50 m Mittelsand, oben Schluff, tonig, kalkig, rötlich braun
- 55,00 m Kies, sandig, schwach steinig, kalkig, gelbgrau
- 55,60 m Kernverlust
- 56,00 m Kies, sandig, schwach steinig, kalkig, gelbgrau
- 56,20 m Diamikt, komponenten- und matrixreich: Kies, steinig, sandig, stark schluffig; Matrix kalkfrei,

Komponenten aus Muschelkalk, Buntsandstein und Keuper

56,20 – 126,40 m Ludwigshafen Formation

- 56,40 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, unten stark humos, laminiert, dunkelbraun bis schwarz
- 56,80 m Schluff, schwach tonig, laminiert bis massig, oben Pflanzendetritus, nach unten abnehmend humos, kalkfrei, schwarzgrau
- 57,00 m Torf, nach oben schluffig, massig, kalkfrei, schwarz
- 58,60 m Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, massig, kalkfrei, schwarz
- 59,60 m Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, massig, kalkig, grau, vertikale Wurzelgänge
- 60,00 m Schluff, schwach feinsandig, kalkfrei, mausgrau, mit Linsen bzw. Laminae von rosa Feinsand oben am Kern 60 bis 61 m: 1 cm Schluff, tonig; keine gekrümmte Schichtung, daher nachträglich eingebracht

Anmerkung 3: Bohrung UniNord I, Intervall 20–40 m (vorige Doppelseite) und 40–60 m (Ludwigshafen-Fm, Mannheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 3–4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 10,0–26,3 m Schotter, etwas Sand (fluvial)
- 26,3–34,7 m Kies und Diamikt, oben Sand (gravitativ bis fluvial)
- 34,7–38,2 m Diamikt, oben Feinsediment, fossiler Boden (gravitativ)
- 38,2–45,6 m Schotter (fluvial)
- 45,6–47,9 m Diamikt, oben Sand (gravitativ)
- 47,9–55,0 m Schotter (fluvial)
- 55,0–56,2 m Blöcke, Schotter (gravitativ, fluvial) (Mannheim-Fm)
- 56,2–66,7 m Sand, Feinsediment, Torf (fluvial) (Ludwigshafen-Fm)

Mikrosedimentologie-Proben bei 28,80 m, 29,60 m, 34,70 m, 35,0 m, 36,45 m, 37,15 m 46,40 m und 56,15 m (MENZIES & ELLWANGER, dieser Band).

Chronostratigraphie: Der fossile Boden bei 34,7-36,7 m wird als Eem-Boden interpretiert. Torf bei 56,2-57,0 m: interstadialer Kiefern-Fichtenwald (det. HAHNE).

Bohrtechnik: bei 38–52 m lagenweise hohe Schlagzahlen von >1000 Schläge pro Bohrmeter.



- 60,30 m Feinsand, kalkfrei, rosa
- 61,10 m Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, laminiert, schwach kalkhaltig, mausgrau
- 61,25 m Feinsand, schwach kalkhaltig, rosa
- 61,55 m Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, laminiert, schwach kalkhaltig, mausgrau
- 61,70 m Feinsand, schwach kalkhaltig, rosa; Linsen von grauem Schluff
- 61,85 m Schluff, laminiert, schwach tonig, schwach feinsandig, schwach kalkhaltig, grau
- 62,00 m Feinsand, schwach kalkhaltig, rosa; Linsen von grauem Schluff
- 62,10 m Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, schwach kalkhaltig, grau
- 62,45 m Feinsand, schwach kalkhaltig, rosa; Laminae von grauem Schluff
- 62,50 m Schluff, schwach tonig, schwach kalkhaltig, grau
- 62,70 m Feinsand, rosa und Schluff, grau im Wechsel, schwach kalkhaltig
- 62,72 m Ton, schluffig, schwach kalkhaltig, schwarzgrau; Bodenhorizont
- 62,85 m Schluff, schwach kalkhaltig, gelbgrau; mit Lage von Feinsand
- 63,00 m Feinsand, massig, schwach kalkhaltig, gelbgrau
- 64,50 m Feinsand, glimmerführend, kalkfrei, rosa
- 64,65 m Feinsand, glimmerführend, schluffig, schwach kalkhaltig, rötlichgrau
- 65,05 m Mittelsand, laminiert, feinsandig, lagenweise grobsandig bis feinkiesig, glimmerführend, einzelne Pflanzenhäcksel, schwach kalkhaltig, braungrau bis grau, unten einzelne Mittelkieskomponenten
- 65,15 m Schluff, feinsandig, tonig, Pflanzenhäcksel, schwach kalkhaltig
- 65,30 m Feinsand, mittelsandig, oben mit einzelnen Fein- bis Mittelkieskomponenten, glimmerführend, Pflanzenhäcksel, schwach kalkhaltig, grau

Abb. 4: Bohrkern 60–80 m.



- 65,40 m Feinsand, mittelsandig, glimmerführend, viele Pflanzenhäcksel, schwach kalkhaltig, schwarzgrau
- 66,60 m Feinsand, mittelsandig, glimmerführend, schwach schluffig, schwach kalkhaltig, grau
- 66,70 m Kies, sandig, schwach kalkhaltig, grau
- 70,50 m Schluff, massig, feinsandig, tonig, schwach kalkhaltig, mausgrau
- 70,60 m Schluff, feinsandig, tonig, stark kiesig, schwach kalkhaltig, grau; matrixreicher Diamikt, aber Komponenten stehen mit der Längsachse vertikal(!), wahrscheinlich verwürgt
- 74,00 m Schluff, massig, feinsandig, tonig, schwach kalkhaltig, mittelgrau
- 74,30 m Feinsand, schluffig, schwach kalkhaltig, rostfarben und grau
- 74,60 m Schluff, feinsandig, schwach kalkhaltig, fahlgrau
- 74,80 m Feinsand – Mittelsand im Wechsel mit Schluff, feinsandig, kalkfrei, rosagrau bis grau
- 75,00 m Feinsand - Mittelsand, kalkfrei, rosa
- 75,40 m Feinsand - Mittelsand, schwach kalkhaltig, rosa
- 76,00 m Schluff, laminiert, schwach feinsandig, tonig, schwach kalkhaltig, mittelgrau
- 76,15 m Feinsand - Mittelsand, schwach kalkhaltig, rosa - grau
- 76,50 m Schluff, tonig, feinsandig (nach oben abnehmend), schwach kalkhaltig, grau
- 76,90 m Feinsand, kalkfrei, rosa
- 77,30 m Feinsand, schwach kalkhaltig, rosa, einzelne Laminae von schluffig-tonigem Feinsediment
- 77,50 m Schluff, schwach kalkhaltig, grau; Linsen von Feinsand, rosa und grau
- 77,90 m Feinsand, schluffig, laminiert, schwach kalkhaltig, rosa
- 78,20 m Feinsand, glimmerführend, schwach kalkhaltig, rosa, oben Mittelsand, grau
- 78,90 m Feinsand, schluffig, in feinschichtigem Wechsel mit Schluff, feinsandig, Pflanzenhäcksel in die Laminae eingeregelt, schwach kalkhaltig, rosagrau (S), grau (U), und schwarz (Pfl.)
- 79,00 m Feinsand - Mittelsand, schwach kalkhaltig, rosagrau, eine Mittelkieskomponente
- 79,60 m Kernverlust
- 80,00 m Feinsand - Mittelsand, schwach kalkhaltig, rosagrau, unten Muschelkalkkomponente, eckig; vermutlich verwürgt

Anmerkung 4: Bohrung UniNord I, Intervall 60-80 m (Ludwigshafen-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 56,2–66,7 m Sand, Feinsediment, Torf (fluvial)
- 66,7–74,0 m massige Feinsedimente, Komponenten (lakustrin)
- 74,0–80,0 m mehrere gradierte Sand-Feinsediment-Zyklen (fluvial)

Die Kurpfalz-Fm (56,2–298,6 m, ELLWANGER et al. 2008) wird gemäß LITHOLEX 2011 ff. neu eingeteilt in Ludwigshafen-Fm (56,2–126,4 m, ehem. Ladenburg-Horizont) und Viernheim-Fm (126,4–298,6 m, ehem. Weinheim-Schichten).

Mikrosedimentologie. Für mikromorphologische Untersuchungen wurden aus der Ludwigshafen-Fm in UniNord I insgesamt 24 Proben genommen und zu Dünnschliffen verarbeitet, vgl. MENZIES (in Vorber. a).

Die „massigen Feinsedimente“ bei 66,7–74,0 m (ebenso 80,1–88,2 m und 109,2–126,4 m) sind bohrtechnisch verändert: ihre ursprünglichen Sedimentstrukturen sind vermutlich durch Rammkernschläge „thixotrop“ zerflossen (Ursache: bei 38–52 m lagenweise hohe Schlagzahlen von > 1000 Schläge pro Bohrmeter). Die magnetische Inklination ist von der Veränderung ebenfalls betroffen („extrem steile Werte“, ROLF & HAMBACH dieser Band).



- 80,10 m Kernverlust
- 81,00 m Schluff, massig, tonig, nach oben abnehmend, schwach kalkhaltig, mausgrau
- 82,60 m Schluff, massig, stark tonig, kalkfrei, blau-grau-fleckig (? resedimentiert aus Iffezheim-Fm.?)
- 84,50 m Schluff, massig, in Lagen tonig, schwach kalkhaltig, mausgrau
- 88,00 m Schluff, massig, schwach sandig, schwach tonig, schwach kalkhaltig, mittelgrau
- 88,20 m Schluff, massig, tonig, schwach kalkhaltig, mittelgrau
- 88,60 m Schluff und Feinsand im Wechsel, schwach kalkhaltig, grau und rötlichgrau
- 88,70 m Feinsand, schluffig laminiert, schwach kalkhaltig, rötlichgrau
- 89,00 m Schluff, schwach feinsandig, tonig, schwach kalkhaltig, grau
- 89,20 m Kernverlust
- 89,35 m Schluff, oben tonig, unten feinsandig, nach oben abnehmend, schwach kalkhaltig, von unten nach oben gelbgrau bis grau
- 89,70 m Feinsand - Mittelsand, fein- bis mittelkiesig, kalkfrei, gelbgrau
- 89,85 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, schwach kalkhaltig, braungrau
- 89,95 m Feinsand - Mittelsand, schluffig laminiert, lagenweise fein- bis mittelkiesig, schwach kalkhaltig, gelbgrau; Komponenten mehr Muschelkalk als Buntsandstein
- 90,00 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, schwach kalkhaltig, braungrau
- 90,45 m Kernverlust
- 90,55 m Feinsand, massig, schluffig, schwach kalkhaltig, graugelb
- 90,85 m Feinsand, schluffig, lagenweise fein- bis mittelkiesig, schwach kalkhaltig, graugelb
- 91,00 m Feinsand, schwach schluffig, kalkfrei, graugelb

Abb. 5: Bohrkern 80–100 m.



- | | |
|--|---|
| - 91,25 m Feinsand, unten auch fein- bis mittelkiesig, schwach kalkhaltig, graugelb | - 97,40 m Splitt; zerbohrt |
| - 91,90 m Fining upward von Grobkies bis Feinsand, schwach kalkhaltig, gelb | - 98,00 m Wechsellagerung von Kiessand und steinigem Kiessand, gelb; Steine aus Buntsandstein |
| - 92,15 m Fining upward von Kies bis Sand, oben Bänder von Schluff, schwach kalkhaltig, gelb | - 98,30 m Splitt; zerbohrt |
| - 92,25 m Fining upward von Kiessand bis Sand, schwach kalkhaltig, gelb | - 98,60 m Kernverlust |
| - 92,40 m Feinsand, mittelsandig, schluffig, schwach kalkhaltig, gelbgrau | - 98,90 m Sand, schluffig, fein- bis mittelkiesig, schwach kalkhaltig, gelbbraun |
| - 93,00 m Splitt; zerbohrt | - 99,00 m Sand, schwach kiesig, steinig, schwach kalkhaltig, gelb |
| - 97,00 m Kernverlust, cuttings = Kies | - 100,00 m Splitt, v. a. grau; zerbohrt |

Anmerkung 5: Bohrung UniNord I, Intervall 80-100 m (Ludwigshafen-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 80,0–82,6 m massige Feinsedimente, bei 81,0–82,6 tonig und leicht pastellfarben, vermutlich aus Iffezheim-Fm umgelagert
- 82,6–88,2 m massige Feinsedimente
- 88,2–92,4 m mehrere gradierte Sand-Feinsediment-Zyklen (fluvial)
- 92,4–101,15 überwiegend Meißelbohrung und Bohrsplitt (Neckarschotter)

Chronostratigraphie: Pollenproben bei 81 m, 82 m und 87 m mit warmzeitlichem Pollenspektrum (unsichere Cromer-zeitliche Einstufung, HAHNE et al. dieser Band).

Die „massigen Feinsedimente“ bei 80,1–88,2 m sind bohrtechnisch verändert (vgl. Anmerkung 4). – Im Intervall 92,4–101,15 m werden infolge von bohrtechnischen Schwierigkeiten nur 0,9 m gestörter Kern geborgen. Das Intervall 93–97 m ist als Meißelbohrung ausgeführt, davor und danach Splitt (Schlagzahlen lagenweise > 1000 Schläge pro Meter).



- 101,00 m Splitt, v. a. grau; zerbohrt
- 101,15 m Kies, Steine, sandig, kalkig, grau; Komponenten v. a. Muschelkalk
- 101,45 m Schluff, schwach feinsandig, in Lagen tonig, laminiert, kalkig, hellgelb - dunkelgelb; bei 101,4 m schichtinterne Falte, darunter z. T. lithifiziert; an der Basis 1 mm Rostsand, z. T. schluffig-humos
- 101,70 m Schluff, massig bis undeutlich laminiert, tonig, kalkig, hellgelb
- 101,80 m Schluff, tonig, laminiert, kalkig, hellgelb – leicht dunkelgelb
- 101,99 m Feinsand und Schluff, laminiert, kalkig, braun, rostimprägniert
- 102,25 m Schluff, stark tonig, laminiert, kalkig, oben braun, unten gelbbraun, an der Basis Mn-imprägniert
- 102,30 m Schluff, stark tonig, laminiert, kalkig, braun und gelb
- 102,35 m Schluff, feinsandig, tonig, massig, kalkig, braun
- 102,75 m Kies, sandig, steinig, kalkig, rosa
- 103,00 m Sand, von unten nach oben abnehmend, häufig dünne Lagen aus Fein- bis Mittelkies, kalkig, rosa
- 104,70 m Splitt, unten mit Geröllen; zerbohrt
- 105,10 m Splitt aus Buntsandstein; zerbohrt
- 105,20 m Kies, sandig, schwach kalkhaltig; ausgewaschen
- 105,45 m Sand, kiesig, schwach kalkhaltig, gelblichrosa
- 105,55 m Schluff, steinig (Muschelkalk), schwach kalkhaltig, braun
- 105,90 m Kies, sandig, schwach kalkhaltig, braun
- 105,95 m Feinsand, schluffig, schwach kalkhaltig, braun
- 106,00 m Kernverlust
- 106,45 m Splitt; zerbohrt

Abb. 6: Bohrkern 100–120 m.



- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> - 106,48 m Schluff, tonig, laminiert, gelb, braun - 106,80 m Splitt; zerbohrt - 106,95 m Schluff, tonig, feinsandig, schwach kalkhaltig, braun; Komponenten Buntsandstein, Muschelkalk & Jura - 107,10 m Kies, steinig, sandig, schwach kalkhaltig, grau - 107,50 m Kies, grobkiesig, sandig, kalkig, gelbgrau - 107,90 m Kies, stark sandig, kalkig, gelbgrau - 108,00 m Sand, kiesig, kalkig, gelbgrau - 108,10 m Schluff, tonig, sandig, schwach kalkhaltig, braun - 108,30 m Sand, schwach schluffig, fein- bis mittelkiesig, schwach kalkhaltig, gelb - 108,85 m Kies, stark sandig, kalkig, gelb - 109,10 m Schluff, tonig, sandig, massig, schwach kalkhaltig, braun, oben Mn-fleckig; Verbraunungshorizont - 109,50 m Schluff, stark tonig, schwach sandig, massig, schwach kalkhaltig, grau; steilstehende schwarze Strukturen (vermutlich Wurzelspuren) - 111,60 m Schluff, tonig, ± sandig, massig, schwach kalkhaltig, grau; nach oben in zunehmender | <p>Häufigkeit kleine schwarze Mn-Flecken, lagenweise stärker tonig bzw. stärker sandig</p> <ul style="list-style-type: none"> - 111,80 m Schluff, tonig, schwach sandig, massig, schwach kalkhaltig, grau; Komponenten aus Mittelkies, steil stehend - 112,70 m Schluff, tonig, schwach sandig, massig, schwach kalkhaltig, grau, bei 112,1 m ein Geröll - 113,50 m Schluff, tonig, massig, schwach kalkhaltig, grünlichgrau; vielleicht aufgearbeitet aus Iffezheim Fm. - 114,70 m Schluff, massig, tonig, schwach sandig, kalkfrei - 115,00 m Schluff, tonig, unten schwach sandig, massig, schwach kalkhaltig, grau, unten leicht rötlich; Material verwürgt - 115,30 m Schluff, schwach tonig, stark sandig, laminiert, schwach kalkhaltig, grau - 116,00 m Sand, stark schluffig-laminiert, schwach kalkhaltig, grau; bei 115,3 bis 115,5 m am Rand mit Komponenten, verwürgt - 116,85 m Splitt, darin bei 116,1 m Diamikt, steinig, matrixreich und bei 116,75 m Diamikt, steinig, sandig, matrixreich; zerbohrt - 120,00 m Schluff, tonig, unten schwach sandig, schwach kalkhaltig, mausgrau |
|---|---|

Anmerkung 6: Bohrung UniNord I, Intervall 100-120 m (Ludwigshafen-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 92,4–101,15 überwiegend Meißelbohrung und Bohrsplitt
- 101,15–102,35 m laminierte Feinsedimente
- 102,35–108,85 m überwiegend Bohrsplitt und gestörte Kerne (Neckarschotter)
- 108,85–126,4 m massige Feinsedimente, unten mit Komponenten (116,0–116,85 m Splitt) (unten lakustrin),

Chronostratigraphie: Keine Zeitmarken, jedoch vermutlich kühles Klima (Pollenproben det. HAHNE bei 110 m, 112 m und 114 m sind pollenarm mit wenigen *Pinus* und *Picea*).

Im Intervall 102,35–108,85 m überwiegend Splitt (hohe Schlagzahlen). – Die „massigen Feinsedimente“ bei 108,85–126,40 m sind bohrtechnisch verändert (vgl. Anmerkung 4).



- 120,90 m Schluff, tonig, sandig, schwach kalkhaltig, mausgrau
- 126,00 m Schluff, tonig, sandig, massig, schwach kalkhaltig; Komponenten aus Buntsandstein (Steine) und Muschelkalk (Kies), unregelmäßig eingestreut: verwürgt
- 126,40 m Schluff, sandig, tonig, massig, schwach kalkhaltig, grau

126,40 – 190,40 m Viernheim Formation

- 126,50 m Schluff, sandig, kiesig, steinig, schwach kalkhaltig, braun; Diamikt, matrixreich
- 127,00 m Splitt; zerbohrt
- 127,60 m Kernverlust
- 128,00 m Steine
- 129,10 m Splitt, darin Steine bei 128,2, 128,75 und 129 m; zerbohrt
- 129,70 m Schluff, lagenweise feinsandig und tonig, laminiert, schwach kalkhaltig, gelb und gelbbraun
- 129,85 m Schluff, tonig, stark sandig, schwach kalkhaltig, braun
- 130,15 m Schluff, tonig, sandig, kiesig, schwach kalkhaltig, braun, unten Komponente aus Buntsandstein; Diamikt, matrixreich
- 130,40 m Schluff, tonig, massig, sandig, schwach kalkhaltig, hellgelb
- 130,60 m Kies, sandig, schluffig, schwach kalkhaltig, bräunlich
- 130,70 m Sand, kiesig, schwach kalkhaltig, rosa
- 131,00 m Kies, grobkiesig, sandig, schwach kalkhaltig, braun
- 131,70 m Splitt; zerbohrt
- 132,10 m Kies, steinig, sandig - schluffig, schwach kalkhaltig, braungrau; Diamikt, komponentenreich

Abb. 7: Bohrkern 120–140 m.



- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> - 133,00 m Sand, schluffig, schwach kalkhaltig, bräunlichgelb, unten übergehend in Schluff, tonig, feinsandig, beige - 133,10 m Steine aus Muschelkalk - 133,20 m Kies, steinig, sandig - schluffig, schwach kalkhaltig, grau; Diamikt, komponentenreich - 134,80 m Splitt; zerbohrt - 135,80 m Mittelsand - Grobsand, feinkiesig, schwach feinsandig - schluffig schwach kalkhaltig, gelblichgrau; oben ein Stein aus Buntsandstein - 135,90 m Mittelsand - Grobsand, feinkiesig, schwach feinsandig - schluffig schwach kalkhaltig, bräunlich - 136,00 m Schluff, sandig, kiesig, schwach steinig, schwach kalkhaltig, gelbbraun; Diamikt, matrixreich <p style="margin-left: 40px;">136,0 bis 140,0 m stark pedogen überprägt</p> | <ul style="list-style-type: none"> - 136,60 m Grus: sandig, schluffig, feinkiesig - mittelkiesig, schwach kalkhaltig, braun; teilweise ausgewaschen - 137,00 m Grus: mittelkiesig - grobkiesig, schwach kalkhaltig, rotbraun, Schichteinfallen mit 15° - 137,60 m Grus: lagenweise fein- bis mittelkiesig, stark schluffig, schwach kalkhaltig, gelbbraun - 138,00 m Sand, schluffig, schwach kalkhaltig, schwarzbraun, mit Mn-Flecken - 138,40 m Sand, schluffig, laminiert, schwach kalkhaltig, gelbbraun, rostimprägniert - 138,90 m Sand, schluffig, schwach kalkhaltig, braun - schwarz, unten mit Mn-Flecken - 139,70 m Splitt; zerbohrt - 140,00 m Grus: feinkiesig - mittelkiesig, lagenweise schluffig, schwach kalkhaltig, rostbraun |
|--|--|

Anmerkung 7: Bohrung UniNord I, Intervall 120–140 m (Ludwigshafen-Fm, Viernheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 108,85–126,4 m massige Feinsedimente, unten mit Komponenten (unten lakustrin, Ludwigshafen-Fm) (116,0-116,85 m Splitt),
- 126,4–129,6 m Grobsedimente (Splitt) mit „buntem“ Geröllspektrum (Neckarschotter, Viernheim-Fm),
- 129,6–149,0 m alternierend Grobsediment und Feinsediment: Groblagen jeweils mit „buntem“ Geröllspektrum (z.T. Splitt), Feinlagen intensiv gelb-braun.

Die übliche Einteilung der Viernheim-Fm in Subformationen (Neuzenhof-Sfm, Neuzenlache-Sfm) ist im Raum Heidelberg nicht verwendbar. In UniNord besteht das obere Intervall (126,4–211,0 m) aus fluvialen Schottern des Neckars mit Feinsedimenten (vermutlich ein nach Westen progradierendes System), das untere (211,0–298,6 m) aus feinkörnigen bis sandigen Sedimenten meist lokaler Provenienz, in die unterschiedlich häufig gravitative Grobsedimente und Rheinschotter (z.T. alpine Provenienz) eingeschaltet sind. Vgl. die schematische Einteilung K1, K2 und K3 in ELLWANGER et al. 2008.

Mikrosedimentologie. Für mikromorphologische Untersuchungen wurden aus der Viernheim-Fm in UniNord I und II insgesamt 60 Proben genommen und zu Dünnschliffen verarbeitet, vgl. MENZIES (in Vorber. b).

Im Intervall 126,4–129,4 m, 131–132 m, 133–134 m und 139–140 m überwiegend Splitt (hohe Schlagzahlen). – Die Feinsedimente bei 129,1–129,6 m sind etwa 30 cm nach oben geflossen (vgl. Anmerkung 17).



- 140,60 m Kernverlust
- 140,62 m Grus: feinkiesig - mittelkiesig, braun
- 140,85 m Schluff, stark tonig, unten schwach sandig, laminiert, schwach kalkhaltig, gelbbraun und rötlich
- 140,90 m Kies, sandig, schluffig, schwach kalkhaltig, braun und bunt; Diamikt, komponentenreich
- 141,15 m Schluff, sandig, tonig, laminiert, schwach kalkhaltig, beige, braun
- 141,60 m Sand, schluffig, laminiert, schwach kalkhaltig, braun
- 141,70 m Sand, sandig, tonig, laminiert, schwach kalkhaltig, braun; zum Teil mit schwarzen Mn-Flecken
- 142,00 m Feinsand - Mittelsand, nach unten zunehmend mittelsandig - grobsandig, schwach kalkhaltig, braun
- 142,25 m Grus: stark feinkiesig, unten schwach mittelkiesig, schwach kalkhaltig, beige
- 142,55 m Feinsand - Mittelsand, schluffig, nach unten zunehmend mittel - grobsandig, schwach kalkhaltig, oben braun, unten beige
- 142,80 m Splitt und Sand, bunt; zerbohrt
- 143,95 m Splitt, bunt; zerbohrt
- 144,00 m Mittelsand, rosa
- 145,90 m Splitt, bunt; zerbohrt
- 146,20 m Sand und Grus, laminiert, schwach mittelkiesig, schwach kalkhaltig, dunkelbraun
- 147,05 m Wechsellagerung aus Sand, wenig Grus und vereinzelt Steinen (aus Buntsandstein), schwach kalkhaltig, oben gelbbraun, unten beige-rosa
- 147,80 m Splitt, bunt; zerbohrt
- 148,00 m Feinsplitt, grau; zerbohrt
- 148,80 m Kernverlust
- 149,00 m einzelne Steine aus Buntsandstein, viel Bohrschluff

Abb. 8: Bohrkern 140–160 m.



- 149,25 m Schluff, schwach tonig, sandig, laminiert, schwach kalkhaltig, gelbbraun; bei 149,15 und 149,20 m Seismite
- 151,05 m Schluff, tonig, sandig, massig, schwach kalkhaltig, grau, zwischen 149,5 und 149,8 m rostbraune Fließtexturen, Sandlagen bei 150,1 und 150,2 sowie bei 150,6 m
- 153,00 m Feinsand - Mittelsand, massig, bei 151,4, 151,95 und 152,85 m Lagen aus Schluff, kalkfrei, oben grau, dann beige und unten rosa; ganz unten Stücke des Kernfängers
- 153,20 m Kernverlust, Spuren von Kies und Sand, beige bis rosa; zerbohrt
- 153,40 m Schluff, stark tonig, schwach kalkhaltig, dunkelgrau
- 153,42 m Sand, schwach kalkhaltig, beige
- 153,55 m Sand, schluffig, kompakt, oben laminiert, schwach kalkhaltig, grünlichgrau
- 153,60 m Kies, Steine, schwach kalkhaltig
- 154,00 m Kernverlust
- 154,30 m Feinsand, schluffig, schwach kalkhaltig, gelbgrau und leicht beige
- 154,80 m Feinsand, schwach mittelsandig, schwach schluffig, schwach kalkhaltig, gelblich
- 155,00 m Feinsand, schluffig, schwach kalkhaltig, hellgrünlich
- 155,40 m Mittelsand, feinsandig, schwach kalkhaltig, hellgrünlichgrau
- 156,10 m Kernverlust
- 156,20 m Mittelsand, feinsandig, schwach kalkhaltig, beige
- 156,25 m Schluff, feinsandig, laminiert, schwach kalkhaltig, beige und braun
- 156,30 m Steine aus Buntsandstein
- 157,20 m Kernverlust
- 157,40 m Kies, steinig, mit Bohrschluff
- 158,80 m Kernverlust
- 159,00 m Kies, steinig, mit Bohrschluff
- 159,40 m Kernverlust
- 159,70 m Feinsand, nach unten zunehmend mittelsandig, schwach kalkhaltig, grünlichbeige
- 160,00 m Mittelsand - Grobsand, feinsandig, feinkiesig, unten mittelkiesig - grobkiesig, schwach kalkhaltig, grünlich

Anmerkung 8: Bohrung UniNord I, Intervall 140–160 m (Viernheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 129,6–149,0 m alternierend Grobsediment und Feinsediment: Groblagen jeweils mit „buntem“ Geröllspektrum (z. T. Splitt), Feinlagen intensiv gelb-braun,
- 149,0–151,05 m Feinsediment, intensiv gelb-braun und grau,
- 151,05–155,4 m beige Sande mit Fein- und Grobeinschaltungen
- 155,4–171,5 m vermutlich überwiegend Grobsedimente (viel Kernverlust).

Im Intervall 142–146 m und 147–148 m überwiegend Splitt (hohe Schlagzahlen). Darunter zunehmend kein Kerngewinn.



- 161,00 m Kernverlust
- 161,20 m Schluff, tonig, kalkfrei, grüngrau, darin Steine aus Muschelkalk
- 163,00 m Kernverlust
- 163,15 m Schluff, tonig, schwach laminiert, schwach kalkhaltig, hellgrün, unten beige
- 163,20 m Schluff, tonig, schwach kalkhaltig, hellbeige
- 163,25 m Feinsand, mittelsandig, kalkfrei, rosa
- 163,35 m Schluff, tonig, kalkfrei, grün, braunfleckig
- 163,40 m Feinsand - Mittelsand, kalkfrei, rosa
- 168,40 m Kernverlust
- 168,45 m Stein aus Buntsandstein
- 168,75 m Schluff, tonig, sandig, laminiert, schwach kalkhaltig, hellblaugrau
- 168,80 m Schluff, tonig, laminiert, schwach kalkhaltig, gelbgrün
- 169,00 m Grus: Mischung aus Sand, rötlichbraun und tonigem Schluff, gelbgrün, unten Komponenten aus Buntsandstein; Sediment vermutlich zerbohrt und verwürgt
- 172,00 m Kernverlust
- 172,20 m Sand, stark schluffig, tonig, laminiert, schwach kalkhaltig, rötlichgrau; bei 172,12 m drei cm dicke Lage aus Schluff, sandig, tonig, mausgrau
- 172,30 m Schluff, sandig, tonig, schwach kalkhaltig, mausgrau
- 172,50 m Schluff, stark sandig, tonig, unten Pflanzenhäcksel, schwach kalkhaltig, kleine Steinchen, fleckig mausgrau
- 173,30 m Schluff, stark sandig, tonig, laminiert, schwach kalkhaltig, grau, mehrere schichtinterne Falten; durch Bohrvorgang verwürgt
- 173,50 m Schluff, stark sandig, tonig, schwach kalkhaltig, dunkelgrau, viel Pflanzenhäcksel, schwarzgrau

Abb. 9: Bohrkern 160–180 m.



- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> - 173,65 m Schluff, sandig, tonig, laminiert, schwach kalkhaltig, grau; schichtinterne Falten/Deformationen durch Bohrvorgang - 174,05 m Schluff, sandig, tonig, massig, schwach kalkhaltig, dunkelgrau, unten Grobkieskomponente aus Buntsandstein - 174,10 m Schluff, stark tonig, schwach kalkhaltig, hellgrün - 174,15 m Grus, sandig, schwach kalkhaltig, grau, plattige Mittelkiese - 174,20 m Schluff, stark tonig, hellgrün; Schichteinfallen ca. 10° - 174,40 m Schluff, tonig, sandig, nach unten zunehmend kiesig, gradierte Schichtung, schwach kalkhaltig, grau; Schichteinfallen zwischen 10° und 20° - 174,50 m Sand, schluffig, schwach tonig, schwach kalkhaltig, braun, Schichteinfallen 20° - 174,52 m Sand, schluffig, schwach tonig, feinkiesig - mittelkiesig, schwach kalkhaltig, grüngelb, Schichteinfallen 10° - 175,00 m Kernverlust - 175,05 m Splitt; zerbohrt - 175,10 m Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kalkhaltig, braun | <ul style="list-style-type: none"> - 175,40 m Schluff, tonig, sandig, massig, schwach kalkhaltig, grau - 175,95 m Schluff, stark sandig, tonig, massig, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 177,40 m Schluff, stark sandig und Sand, schluffig, laminiert, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 177,50 m Sand, schwach schluffig, schwach kalkhaltig, rostgelb - 177,60 m Schluff, stark sandig, laminiert, kalkfrei - schwach kalkhaltig, gelbbraun - 177,70 m Sand, schwach schluffig, kalkfrei - schwach kalkhaltig, rostgelb - 178,00 m Sand, schluffig, undeutlich geschichtet, kalkfrei - schwach kalkhaltig, bräunlich - 178,25 m Sand, schwach schluffig, kalkfrei - schwach kalkhaltig, bräunlich, unten gelbbraun - 178,45 m Kiesgerölle in sandiger Matrix, kalkfrei - schwach kalkhaltig, zementiert - 179,00 m Sand, schwach schluffig, kalkfrei, rosa, leicht bräunlich - 180,00 m Kernverlust |
|---|--|

Anmerkung 9: Bohrung UniNord I, Intervall 160–180 m (Viernheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 155,4–171,5 m vermutlich überwiegend Grobsedimente (viel Kernverlust),
- 171,5–175,0 m dunkelgraue und bunte Feinsedimente, z. T. laminiert, unten Kernverlust (Kies?),
- 175,0–179,5 m unten gelbbraune und rosa Sande, oben massige Feinsedimente,
- 179,5–185,0 m Sand und Kiessand, nach oben Schluff, humose Feinsedimente und Torf.

Chronostratigraphie: in UniNord I ab 179,5 m, in UniNord II bei 162–163 m Spülproben mit Bavel (HAHNE et al., dieser Band). Von 160 m–172 m und bei 179–180 m überwiegend kein Kerngewinn. Darunter sind die „massigen Feinsedimente“ bei 172–174 m und 175–177 m bohrtechnisch verändert (vgl. Anmerkung 4).



Abb. 10: Bohrkern 180 – 190,40 m.

- 180,45 m Torf, wenige Komponenten, laminiert, kalkfrei, schwarz
- 180,50 m Übergang von Torf in toniges Feinsediment mit aufgearbeiteten Komponenten aus dem Liegenden (Matrix Schluff - Ton, stark humos, Humositätsgrad 9, kalkfrei)
- 180,95 m Schluff, stark tonig, humos laminiert, kalkfrei, dunkelgrau, schichtinterne Deformation; vielleicht Seismit
- 181,20 m Torf, schluffig-laminiert, kalkfrei, schwarzgrau; schichtinterne Deformation
- 181,35 m Torf, schluffig, tonig, nach unten zunehmend Schluff, tonig, humos, ganz unten sandig, kalkfrei, dunkelgrau
- 181,65 m Schluff, tonig, sandig, nach unten zunehmend glimmerführend, massig, gradierte Schichtung, kalkfrei, dunkelgrau, etwas bräunlich, unten flach eingelagert humos, schwarz
- 182,20 m Schluff, sandig, schwach tonig, glimmerführend, massig, kalkfrei, grau
- 182,40 m Schluff, sandig, glimmerführend, kalkfrei, grau und dunkelgrau
- 182,55 m Schluff, stark sandig, glimmerführend, gradierte Schichtung, kalkfrei, grau
- 182,75 m Schluff, stark sandig, glimmerführend, kalkfrei, dunkelgrau, darin Holz in Mittel- bis Grobkiesfraktion
- 183,00 m Sand, schluffig, glimmerführend, laminiert, kalkfrei, grau
- 183,15 m Sand, kiesig, schwach kalkhaltig, rosa; ein Stein aus Buntsandstein
- 183,25 m Sand, schwach schluffig, schwach kalkhaltig, rosa
- 183,75 m Sand, schwach schluffig, schwach kiesig, schwach kalkhaltig, rosa
- 184,40 m Sand, schwach schluffig (nach unten zunehmend), oben schwach kiesig, schwach kalkhaltig, rosa
- 185,00 m Feinsand, schluffig, schwach kalkhaltig, beige



- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> - 185,25 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, laminiert, schwach kalkhaltig, rostbraun; Verbraunungshorizont - 186,10 m Schluff, schwach tonig, sandig, massig, schwach kalkhaltig, mausgrau, unten zwei Komponenten (Stein & Mittelkies) aus Buntsandstein - 186,55 m Schluff, schwach tonig, stark sandig, unten nur Sand, massig, schwach kalkhaltig, mausgrau, bei 186,4 m Komponente aus Buntsandstein - 186,65 m Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kalkhaltig, fahlblau - 186,70 m Schluff, schwach tonig, sandig, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 186,75 m Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kalkhaltig, fahlblau - 186,90 m Schluff, schwach tonig, sandig, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 187,00 m Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kalkhaltig, fahlblau - 187,10 m Kernverlust - 187,20 m Schluff, schwach tonig, sandig, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 187,45 m Schluff, schwach tonig, sandig, schwach kalkhaltig, mittelgrau, eine Komponente (Stein) aus Muschelkalk - 187,50 m Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kalkhaltig, fahlblau | <ul style="list-style-type: none"> - 187,55 m Schluff, sandig, laminiert, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 187,60 m Schluff, schwach tonig, sandig, massig, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 187,62 m Schluff, sandig laminiert, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 187,75 m Sand, schwach schluffig, schwach kalkhaltig, rosa - 187,80 m Schluff, sandig laminiert, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 188,00 m Sand, schwach schluffig, schwach kalkhaltig, rosa - 189,50 m Schluff, tonig, lagenweise schwach feinsandig, lagenweise massig und laminiert im Wechsel, schwach kalkhaltig, mittelgrau; bei 188,5 m senkrechte röhrenförmige Struktur, ca. 1 cm Durchmesser, gefüllt mit Schluff - 189,75 m Sand, rosa mit Lagen aus Schluff, tonig, feinsandig laminiert, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 189,95 m Schluff, schwach tonig, sandig, schwach kalkhaltig, mausgrau - 190,20 m Schluff, tonig, schwach sandig, sandig laminiert, schwach kalkhaltig, mittelgrau - 190,40 m Kies, ausgewaschen; Steine und Grobkies aus Buntsandstein; Mittelkies: mehr Muschelkalk als Buntsandstein |
|---|--|

Endteufe UniNord I

Anmerkung 10: Bohrung UniNord I, Intervall 180–190,4 m (Endteufe) (Viernheim-Fm).
Überlappung mit UniNord II bei 183,3-190,4 m.

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 179,5–185,0 m Sand und Kiessand, nach oben Schluff, humose Feinsedimente, Torf,
- 185,0–190,4 m Sande und Feinsedimente, untere 20 cm Kies (Endteufe UniNord I)

Chronostratigraphie: Zeitmarke „Waal“ bei 179,5–208,0 m (HAHNE et al. 2008, dieser Band).

Neuansatz Bohrung UniNord II,

- 183,0 m Vollbohrung
- 183,3 m Kernverlust
- 183,4 m Feinsand, schluffig, tonig, mittelsandig, humos, dunkelgrau, sandige Schlieren
- 183,6 m Feinsand, mittelsandig, grobsandig, fein- bis mittelkiesig, tonig, schwach humos, dunkelgrau, Komponenten wenig gerundet
- 184,17 m Mittelkies, grobkiesig, feinkiesig, in grauer Matrix aus Schluff, sandig, schwach humos; Komponenten grob: Buntsandstein, wenig gerundet, mittelkörnig: mehr Buntsandstein als Muschelkalk, beides wenig gerundet bis kantengerundet
- 184,3 m Schluff, fein bis mittelsandig, gegen oben weniger Sand, kalkig
- 185,1 m Grobkies, mittel- bis feinkiesig, darin bei 184,7 m aufgearbeitet Ton, schluffig, hellbraun; Komponenten grob: mehr Buntsandstein als Muschelkalk, beides wenig gerundet bis kantengerundet, fein: bunt, selten Weißjura
- 188,3 m Schluff, tonig, nach unten zunehmend mittel- bis feinsandig, oben grünlichgrau und olivfleckig, unten bräunlichgrün, kalkige Schalenbruchstücke und Muschelkalkbruchstücke
- 189,0 m Schluff, sandig und tonig (laminiert), grau, gelblich
- 190,9 m Mittelsand, feinsandig, in Lagen grobsandig, kalkfrei, rosa, oben auch Lagen von Schluff, tonig, schwach sandig, kalkhaltig, hellgrüngrau
- 192,3 m Kiessand, fein- bis grobkörnig, grobkiesig v.a. aus Buntsandstein, etwas Muschelkalk und selten Jura in Matrix aus rosa Sand, teilweise schluffig, gebändert
- 193,0 m Schluff, tonig, fein- und schwach mittelsandig, gradiert, grau; einzelne Komponenten: maximal mittelkiesig (v. a. unten), Buntsandstein und wenig Muschelkalk
- 195,15 m Fein-Grobkies, steinig, sandig, rosa; Komponenten: mehr Buntsandstein als Muschelkalk, wenig Jura, selten Hornstein, Buntsandsteinkomponenten oft plattig

**Abb. 11:** Bohrkern 183–200 m.



- 195,7 m Schluff, tonig, wenig Sand, grau, Schalenreste, kalkig, darin schwimmend einzelne Grobkies-Klasten aus Buntsandstein und Klumpen aus Feinsediment, bindig, bräunlich; Sediment vermutlich verwürgt
- 196,0 m Sand, rosabraun, 6 cm Kernverlust, abrupter Wechsel im Sediment nach unten
- 196,4 m Schluff, tonig, lagenweise sandig, dunkelgrau, oben hellgrau, fleckig: Wühlspuren
- 196,7 m Kies, steinig, viel Sand, invers gradiert, rosa, in sandiger Matrix, rosagrau; Komponenten mehr Buntsandstein als Muschelkalk, viel Jura
- 196,95 m Schluff, tonig, hellgrau
- 198,0 m Grobkies, Steine (eckig), mittelkiesig, sandig, rosa; Komponenten: grob nur Buntsandstein, feiner: Buntsandstein, Muschelkalk, roter und weißer Granit, Hornstein etc.; darin Klumpen aus bindigem Feinsediment, hellbraun, aufgearbeitet
- 198,6 m Schluff, oben tonig, unten sandig, gradiert, laminiert bis feingeschichtet, grau bis ocker
- 199,0 m Sand, kiesig, rosa; Komponenten mehr Buntsandstein als Muschelkalk, wenig Jura
- 199,4 m Diamikt: Grobkies, Steine, gradiert, darin aufgearbeitet viel bindiges Feinsediment, rosabraun; Komponenten aus Buntsandstein; debris flow
- 200,0 m Diamikt: Mittel- bis Grobkies, Steine, grob bis feinsandig, bunt, darin aufgearbeitet wenig bindiges Feinsediment, rosabraun; Komponenten: Muschelkalk, Buntsandstein, wenig Jura, vereinzelt Kristallin; debris flow

Anmerkung 11: Bohrung UniNord II, Intervall 183,3–200 m (Viernheim-Fm).

Überlappung mit UniNord I bei 183,3–190,4 m.

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in ELLWANGER et al. (2008), online unter <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 183,3–211,0 m bunte Neckarkiese, dunkelgraue Feinsedimente, rosa Sande.

Chronostratigraphie: Nachweis für Waal bei 179,5–208,0 (HAHNE et al. 2008, dieser Band).

Übergang Meißenbohrung-Kernbohrung bei 183,3–184,3 m vermutlich gestört (Nachfall?).



- 202,3 m Mittelsand, grobsandig, feinsandig, lagenweise schwach schluffig, mit Hellglimmer, rosa
- 203,25 m Mittelsand, feinsandig, lagenweise fein- bis mittelkiesig (bunt), wenig Grobkies (Buntsandstein), unten schluffig, rosa, unten grau
- 204,1 m Kies, sandig, braun, an der Basis Steine; Komponenten: unten Buntsandstein und Muschelkalk, oben überwiegt Buntsandstein, wenig Jura
- 204,95 m Grobsand bis Feinkies, mittelsandig, mittelkiesig, unten grobkiesig, rosa, Komponenten: oben Jura, Muschelkalk, Kies und Buntsandstein; unten: Buntsandstein, Kies
- 205,75 m Diamikt, komponentenreich: Kies und Steine, schluffig, sandig, braun; Komponenten: Muschelkalk, Buntsandstein, grob eckig bis kantengerundet, kleinere sind besser gerundet
- 209,85 m Schluff, tonig, lagenweise sandig, meist laminiert, oberer Meter massig, bei 208,4 -208,7 m Kernholz, Farbverlauf (unten grau, oben gelbbraun); bei 209,0 - 209,5 m Kernverlust
- 211,0 m Kies, einzelne Steine (Buntsandstein), stark sandig, rosa und grau; Komponenten: lagig eingeregelt, viel mehr Muschelkalk als Buntsandstein, Milchquarz, wenig Kristallin
- 212,0 m Mittelsand, gradiert von grob- nach feinsandig, lagenweise steinig, kiesig, rosa; Komponenten: bei 211,2 m (Buntsandstein) und 211,9 m viel Kristallin, Buntsandstein, Muschelkalk; abrupter Farbwechsel nach unten
- 213,0 m Mittelsand, lagenweise feinsandig, schwach grobsandig, v.a. oben viel Schluff, gradiert, v. a. grau, einzelne Kiesschnüre v. a. aus Buntsandstein, unten ein Stein; abrupter Farbwechsel nach unten
- 215,0 m Mittelsand, oben feinsandig, unten grobsandig, schwach steinig, darin aufgearbeitet Schluff, tonig, feinsandig, insgesamt grau; oben mit Mittelkieskomponenten aus Buntsandstein, akzessorisch Milchquarz, nach unten zunehmend häufig kohlige Flitter (Pflanzendetritus)
- 217,1 m Schluff, tonig, lagenweise cremefarbener Sand, viel Grobsand bei 216,6 - 216,8 m und ab 217,0 m, insgesamt gradiert, grau

Abb. 12: Bohrkern 200–220 m.



– 219,1 m Diamikt: Grobkies, Steine, feiner Grus, darin aufgearbeitet viel bindiges Feinsediment, rosabraun und grau; Komponenten v. a. Buntsandstein, weniger Muschelkalk

– 220,00 m drei Grob-Fein-Zyklen: unten aus Kies, Steine, Sand (mehr Buntsandstein als Muschelkalk, selten Jura), übergehend in Grus, Sand, rosabraun und ganz oben in dünnen Lagen Schluff, tonig, sandig, grau

Anmerkung 12: Bohrung UniNord I, Intervall 200–220 m (Viernheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 184,3–211,0 m bunte Neckarkiese, dunkelgraue Feinsedimente, rosa Sande,
- 211,0–237,6 m dunkelgraue Feinsedimente (60 %), rote Diamikte (gravitative Sedimente, 25 %), rosa Sande (15 %).

Provenienzanalyse: Zwischen 190,9 m und 222,1 m ändert sich die sedimentpetrographische Zusammensetzung der Grobsedimente und Sande:

- das Grobsediment-Paket bei 209,85–211,0 m sowie zwei dünne Lagen von je 10 cm bei 221,5 m und 222,1 m bilden die untersten Schichten fluvialer Neckarschotter mit Komponenten aus dem Jura-Oberlauf des Neckars. Alle darüber liegenden Schotter enthalten Jura-Komponenten (SIMON, dieser Band, Anl. 1);
- das Schwerminerallog enthält bei 190,85–222,1 m mehrere Spektren mit hohen Anteilen von Granat, Epidot und Hornblende, die auf (west-) alpine Herkunft deuten (wegen fehlender alpiner Grobsedimente vermutlich äolischer Eintrag, SIMON, dieser Band, Abb. 3). Darüber und darunter dominieren Turmalin und Zirkon (SIMON, dieser Band, Abb. 3).

Chronostratigraphie: Nachweis für Waal bei 179,5–208,0; für Kiefer-Fichtenwald bei 212,0–316,0 m (Eburon, ELLWANGER et al. 2008, HAHNE et al. 2008, dieser Band).



- 222,22 m drei Grob-Fein-Zyklen: unten aus Kies, Steine, Sand (mehr Buntsandstein als Muschelkalk, selten Jura), übergehend in Grus, Sand, rosabraun und ganz oben in dünnen Lagen Schluff, tonig, sandig, grau
- 223,1 m Schluff, oben schwach tonig, unten feinsandig, massig, grau
- 223,25 m Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, viel Glimmer, rosa
- 223,35 m Fein- bis Mittelkies, sandig, schluffig, bunt
- 227,7 m Schluff, lagenweise sandig, tonig, humos, oben bis 224,4 m massig, Schmitzen von Pflanzendetritus, kalkfrei, bis 224,9 m massig und kalkig, fleckig, darunter zunehmend stärker laminiert, grau, bräunlich und grüngrau; Kern 225 - 226 m gedreht
- 228,0 m Mittelsand, feinsandig, nach unten zunehmend Schluff, tonig, grau; insgesamt rosa
- 228,15 m Schluff und Sand, schwach tonig, nach unten zunehmend humose Schmitzen, sandig laminiert, grau
- 229,0 m Mittelsand, feinsandig, massig, rosa
- 230,0 m Mittelsand, unten grobsandig, Pflanzendetritus, massig, rötlich-grau, unten aufgearbeitete Klumpen aus Schluff, tonig, grau
- 231,0 m drei Grob-Fein-Zyklen:
 - 230,15 m Feinsand, mittelsandig, schluffig, glimmerig, grau
 - 230,20 m Steine, kiesig, feinsandig, rosa; Buntsandstein
 - 230,30 m Mittelkies, feinkiesig, sehr schwach grobkiesig, sandig, grau; viel mehr Muschelkalk als Buntsandstein
 - 230,45 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, grau
 - 230,65 m Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, schwach grobsandig, schwach fein- bis mittelkiesig, rötlich-grau
 - 230,75 m Mittelkies, grobkiesig, sandig, rötlich, Komponenten nach Häufigkeit: Buntsandstein, Muschelkalk, auch Hornstein, Kristallin
 - 230,90 m Schluff, feinsandig, tonig, grau

Abb. 13: Bohrkern 220–240 m.



- 231,0 m Steine, grobkiesig (wenig gerundet), sandig, rot; Komponenten: mehr Buntsandstein als Kristallin
- 231,35 m Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, schwach schluffig, rosa bis gräulich
- 231,6 m Grobkies, Steine, mittelkiesig, feinkiesig, mittelsandig, schwach grobsandig, schwach feinsandig, rötlich; mehr Buntsandstein als Muschelkalk, sehr wenig Kristallin, einzelne Jura-Komponenten
- 231,75 m Mittelsand, stark grobsandig, schwach feinsandig, schwach schluffig, rosa
- 231,95 m Grobkies, steinig (Buntsandstein), sandig, rötlich, darin ein Klumpen aus grauem Ton
- 233,0 m Mittelsand, unten grobsandig bis feinkiesig, rosa, Geröllschnüre bei 232,55 m aus Mittelkies aus Buntsandstein, wenig Kristallin
- 233,05 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau
- 233,60 m Mittelsand, stark grobsandig, feinsandig, schluffig, rosa, Lagen von Feinkies bei 233,28 - 233,33 m v. a. aus Buntsandstein, wenig Kristallin
- 234,25 m Schluff, tonig, stark humos, laminiert, Pflanzenhäcksel, unten feinsandig bis stark grobsandig, dunkelgrau (oben), grau (unten)
- 235,0 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schluffig, schwach tonig, bei 234,9 m eine Lage mit Pflanzendetritus, insgesamt rosa
- 235,1 m Schluff, tonig, schwach sandig, grau
- 235,5 m Mittel- bis Grobkies, feinkiesig, sandig, rötlich, v. a. aus Buntsandstein, wenig Kristallin
- 236,5 m Kernverlust
- 237,0 m Diamikt: Kies, sandig, steinig, aufgearbeitetes Feinsediment: Schluff, tonig, sandig, grau und rosabraun; Komponenten: bunt, Buntsandstein (teils entfärbt), etwas Muschelkalk, Milchquarz
- 237,6 m Diamikt: Kies, steinig, stark sandig, Komponenten: viel mehr Buntsandstein als Muschelkalk, wenig Kristallin
- 238,6 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, in Flecken humos, massig, grünlich - rötlich marmoriert, kalkfrei; fossiler Boden
- 240,00 m Schluff, tonig, schwach sandig, unten grobsandig - kiesig, massig, rötlich, helle Kalkflecken, kalkhaltig; fossiler Boden

Anmerkung 13: Bohrung UniNord I, Intervall 220–240 m (Viernheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 211,0–237,6 m dunkelgraue Feinsedimente (60 %), rote Diamikte (gravitative Sedimente, 25 %), rosa Sande (15 %),
- 237,6–261,0 m dunkelgraue Feinsedimente (75 %), Diamikte (gravitative Sedimente, 12,5 %), rosa Sande (12,5 %).

Provenienzanalyse: Bei 221,2 m Übergang von geringen Muschelkalk-Anteilen (unten) zu hohen (oben) (SIMON, dieser Band, Anlage 1);

Chronostratigraphie: Kiefer-Fichtenwald (Eburon, HAHNE et al. 2008, dieser Band).



- 240,3 m Schluff, tonig, schwach sandig, unten grobsandig - kiesig, massig, rötlich, helle Kalkflecken, kalkhaltig; fossiler Boden
- 240,45 m Schluff, sandig, tonig, grüngrau
- 240,75 m Kernverlust– 242,5 m Schluff, mittel- bis grobsandig, lagenweise, kalkhaltig, grüngrau, z. T. rosa Sand
- 243,0 m Grobkies, steinig, mittelkiesig, sandig, rot, viel mehr Buntsandstein als Muschelkalk, wenig Kristallin
- 245,7 m Schluff, schwach sandig, tonig, oben kalkfleckig, grau, schwach grünlich und rötlich marmoriert, massig, bei 244,5 m Lage aus Grobsand; fossiler Boden
- 247,3 m Schluff, lagenweise sandig und kiesig (max. Mittelkies), gradiert, einzelne Komponenten aus Buntsandstein (schlecht gerundet), insgesamt grau, Sand rosa
- 248,25 m Grobkies, steinig, fein- bis mittelkiesig, sandig, aufgearbeitete Klumpen aus Ton, bunt; Komponenten: mehr Buntsandstein (grob) als Muschelkalk
- 249,3 m Schluff, tonig, feinsandig, massig, kalkreich, mit C_{org} -Flecken, oben Siderit-Ausfällungen, grau; pedogen überprägt
- 249,95 m Schluff, stark feinsandig, laminiert, lagenweise Feinsand, schluffig, lagenweise humos, grau bis bräunlich
- 250,0 m Schluff, tonig, rötlich bis bräunlich, grau
- 250,1 m Schluff, tonig, sandig, laminiert, grau
- 250,5 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, rötlich, grau, vereinzelt Schalenreste
- 250,6 m Schluff, tonig, unten stark grobsandig, gradiert, bräunlich, grau, leicht buntfleckig
- 250,7 m Schluff, tonig, feinsandig, bräunlich, grau
- 250,75 m Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig-schluffig, rosa-grau
- 250,95 m Schluff, tonig, grau
- 251,0 m Kernverlust
- 253,15 m Schluff, tonig, massig, grau marmoriert, bis 252,15 m ocker, grünlich marmoriert,

Abb. 14: Bohrkern 240–260 m.



- Siderit-Ausfällungen, Grundmasse kalkfrei; bis 253,15 m bunt marmoriert, Grundmasse schwach kalkhaltig, zusätzlich kalkige Ausfällungen; pedogen überprägt
- 253,5 m Schluff, sandig, kalkige Ausfällungen, Grundmasse kalkhaltig, grau, rötlich-marmoriert
 - 254,0 m Mittelsand, schwach grobsandig, sehr schwach feinkiesig, feinsandig, schluffig, grau
 - 254,4 m Mittelsand, feinsandig, unten schwach grobsandig sowie aufgearbeiteter Schluff, rosa
 - 254,95 m Schluff, tonig, feinsandig, lagenweise stark mittelsandig und laminiert, grau, Sand leicht rötlich
 - 255,15 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, lagenweise schwach fein- bis grobkiesig, (v. a. aus Buntsandstein), lagenweise humos (Pflanzendetritus), dunkelgrau
 - 256,65 m Mittelsand, feinsandig, unten grobsandig, fein- bis sehr schwach mittelkiesig, rosa; Komponenten: Buntsandstein
 - 257,0 m Schluff, stark tonig, feinsandig, graugrün
 - 257,5 m Kernverlust
 - 257,52 m Ton, lagenweise fein- bis mittelsandig, dunkel- und hellgrau
 - 258,0 m Schluff, tonig, grau- und braunfleckig, Matrix kalkhaltig mit braunen Sideritknöllchen (authigen), vereinzelt humose Flecken; pedogen überprägt
 - 258,12 m Mittelsand, schwach grobsandig, feinsandig, schluffig, aufgearbeitete Tonklumpen, grau, insgesamt braun - rosa
 - 258,3 m Steine (Buntsandstein, zerbrochen)
 - 258,6 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau-bräunlich mit einzelnen Mittelkies-Komponenten aus Buntsandstein, recht gut gerundet
 - 258,8 m Steine (Buntsandstein), grobkiesig (Kristallin, kantengerundet), schluffig, tonig, feinsandig (bräunlichgrau), verwürgt; 258 - 258,8 m debris flow
 - 259,0 m Schluff, tonig, lagenweise feinsandig, kalkhaltig, ocker, hell-, dunkelgrau und braun gebändert, vereinzelt mit Grobkies aus Buntsandstein, wenig gerundet
 - 260,0 m Schluff, tonig, feinsandig, unten mittelsandig, massig, unten einheitlich braun, nach oben braun-fleckig, kalkfrei

Anmerkung 14: Bohrung UniNord I, Intervall 240–260 m (Viernheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 237,6-261,0 m dunkelgraue Feinsedimente (75 %), rote Diamikte (gravitative Sedimente, 10 %), rosa Sande (10 %), Schotter (5 %).

Feinsediment-Dominanz, vgl. Schichteinheit K2 in ELLWANGER et al. (2008).

Provenienzanalyse: Alpine Kalke und Schwerminerale in fluvialen Schottern und Sanden zwischen 293,0 m und 247,3 m. Letztes Auftreten alpiner Kalke im Schotterpaket bei 247,3–248,25 m. Das Schwermineralspektrum zeigt hier überraschend wenig Granat und Hornblende, vergleichbar mit Werten aus der Iffezheim-Fm der Forschungsbohrung Viernheim bei 330 m und bei 250 m (HOSELMANN 2008).

Chronostratigraphie: Kiefer-Fichtenwald (Eburon, HAHNE et al. 2008, dieser Band).



– 261,0 m Schluff, tonig, feinsandig, unten mittelsandig, massig, unten einheitlich braun, nach oben braun-fleckig, kalkfrei

krasser lithologischer Wechsel bei 261,0 m

– 262,0 m Schluff, tonig, lagenweise sandig (rosa), vereinzelt Lagen von Mittel- bis Grobkieskörnern (eckig, umgelagerter authigener Kalk, hellgrünlichgrau-weißlich), Grundmasse hellgrünlichgrau, unten eher ockerbraun

– 263,0 m Kernverlust

– 263,7 m Mittel- bis Grobsand (rosa), Kies und Steine sowie Schluff (hellgrau), stark sandig, tonig; Komponenten: viel mehr Buntsandstein (grob) als Muschelkalk (fein); debris flow

– 265,0 m Schluff, stark tonig, lagenweise fein- bis mittelsandig, oben massig, unten laminiert, insgesamt grau, Sand: rosa

Darin debris flow: Kies, schwach sandig, stark schluffig, tonig, dunkelgrau, bei 264,1 - 264,4 m mehr Buntsandstein (teilweise mit Verwitterungshalo) als Muschelkalk

– 265,5 m Blöcke, Steine und Kies aus v.a Buntsandstein und Muschelkalk; Groblage, zerbohrt

– 266,0 m Kernverlust

– 267,0 m Schluff, tonig, fein- bis mittelsandig laminiert, lagenweise stark tonig bzw. stark sandig, grüngrau, in Lagen bräunlich, Sand rosa

– 268,0 m Steine und Grobkies, mittel- und feinkiesig, schwach sandig (rosa), in Matrix aus Schluff, tonig, sandig, grau; Komponenten: mehr Buntsandstein (grob) als Muschelkalk

– 268,5 m Schluff, tonig, lagenweise sandig, grau, einzelne Komponenten aus Buntsandstein

– 268,8 m Grobkies, steinig, fein- bis mittelkiesig (rot), sandig, in Matrix aus Schluff, sandig, tonig, grau; Komponenten: viel mehr Buntsandstein als Muschelkalk

– 268,9 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau

– 269,1 m Mittel- bis Grobkies, feinkiesig (rot), sandig, in Matrix aus Schluff, sandig, tonig, grau

– 269,2 m Schluff, tonig, schwach sandig, grau

– 269,85 m Grobkies, steinig, mittelkiesig bis mittelsan-

Abb. 15: Bohrkern 260–280 m.



- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> – 270,1 m Schluff, tonig, stark sandig, laminiert, grau – 270,15 m Stein (Buntsandstein) – 270,25 m Schluff, tonig, stark sandig, wenig laminiert, grau – 271,1 m Steine, Blöcke, grobkiesig, Matrix mittelkiesig-sandig, rot; Komponenten: viel mehr Buntsandstein als Muschelkalk – 272,0 m Grobkies und Fein- bis Mittelsand, schwach steinig, darin aufgearbeitete Klumpen aus Schluff, tonig, hellgrau, insgesamt rot bis rosa – 272,6 m Mittelsand, von unten feinkiesig bis oben feinsandig-schluffig, gradiert, rosa – 272,9 m Grobkies, steinig, mittelkiesig (rot), in Matrix aus Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau; Komponenten: Buntsandstein – 273,0 m Feinsand, schwach mittelsandig bis schluffig, glimmerig, laminiert, rosa – 273,4 m Feinsand, schluffig, stark glimmerig, laminiert, grau – 274,1 m Feinsand, stark mittelsandig, glimmerig, wenig laminiert, rosa – 274,4 m Steine und Blöcke, grob- bis feinkiesig, mittel- bis grobsandig, rot, grau, rosa; Komponenten: Buntsandstein, Muschelkalk, sehr wenig Kristallin – 275,0 m Mittelsand, schwach grob- und feinsandig, schwach glimmerig, rosa | <ul style="list-style-type: none"> – 276,15 m Mittelsand, feinsandig, schwach mittelkiesig, rosa und Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau, darin von Steine und Blöcke aus Buntsandstein; debris flow – 276,9 m Schluff, oben stark tonig, unten sandig, humos-fleckig, grau – 276,95 m Schluff, tonig, stark feinsandig, laminiert, dunkelgrau, bräunlich – 277,0 m Kernverlust – 277,2 m Feinsand, schluffig, schwach tonig, kalkhaltig, hellgrau – 277,7 m Mittelsand, feinsandig, unten grobsandig, oben aufgearbeitete Klumpen von Schluff, stark tonig, hellgrau – 278,0 m Steine (Buntsandstein) dazwischen Mittelsand, grob- und feinsandig, schwach mittelkiesig (Muschelkalk), rosa, sowie Klumpen aus Schluff, tonig, feinsandig - schwach mittelsandig, grau – 278,3 m Mittelsand, grob- und feinsandig bis schwach mittelkiesig, glimmerig, kalkfrei, rosa – 279,5 m Grobkies, stark mittelkiesig, schwach steinig, stark mittelsandig, grobsandig, mit Klumpen aus Schluff, tonig, feinsandig, grau, insgesamt rot und rosa – 280,00 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach schluffig, schwach glimmerig, kalkhaltig, rosa, mit Klumpen aus Schluff, feinsandig, schwach tonig, grünlichgrau |
|--|---|

Anmerkung 15: Bohrung UniNord I, Intervall 260–280 m (Viernheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 237,6–261,0 m dunkelgraue Feinsedimente (75 %), rote Diamikte (gravitative Sedimente, 10 %), rosa Sande (10 %), Schotter (5 %),
- 261,0–287,0 m rote Diamikte (gravitative Sedimente) und Schotter (65 %), rosa und graue Sande (25 %), graue Feinsedimente (10 %).

Dominanz von debris flows und Schottern, vgl. Schichteinheit K1 in ELLWANGER et al. (2008).

Provenienzanalyse (SIMON, dieser Band):

- Grobsedimente: alpine Kalke, lokale Kristallinkomponenten und Quarzgerölle;
- Schwerminerale: mehrere alpine Spektren aus Granat, Epidot und Hornblende, dazwischen und oberhalb 266 m stabile Spektren aus Turmalin, Zirkon und Anatas.



- 280,45 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach schluffig, schwach glimmerig, kalkhaltig, rosa, mit Klumpen aus Schluff, feinsandig, schwach tonig, grünlichgrau
- 284,0 m Grobkies und Steine, mittelkiesig, sandig, rot sowie Lagen von Sand, schluffig und Schluff, sandig, stark tonig, grau; Komponenten: mehr Buntsandstein als Muschelkalk, Holz Ø 10 cm bei 282,7 m
- 285,0 m Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, feinsandig, lagenweise schwach schluffig, rosa
- 285,5 m Grobkies, schwach steinig, mittel- und feinkiesig, stark sandig, rot und rosa, darin aufgearbeitet wenige Klumpen aus Schluff, tonig, feinsandig, grau; Komponenten: viel mehr Buntsandstein als Muschelkalk
- 285,7 m Mittelsand, stark grobsandig, feinsandig, schwach feinkiesig, rosa
- 286,0 m Grobkies, mittelkiesig, sandig, rot und aufgearbeitete Klumpen aus Schluff, sandig, tonig, grau; Komponenten: viel mehr Buntsandstein als Muschelkalk
- 286,1 m Mittelsand, feinsandig, stark schluffig, laminiert, grau
- 287,0 m Grobkies und Steine, mittelkiesig, lagenweise stark sandig, rot und rosa, darin aufgearbeitet Schluff, feinsandig, tonig, grau - dunkelgrau; Komponenten: mehr Buntsandstein als Muschelkalk als Kristallin
- Kern > 50 cm gequollen (also originäre Kernlänge > 150 cm), fehlt teilweise, darum markanter Wechsel der Lithologie
- 288,0 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, massig, in der Mitte wenige Kalkkonkretionen (authigen, braun), Grundmasse kalkfrei, grüngrau bis ockerbraun
- 289,1 m Schluff, stark tonig, unten auch feinsandig, massig mit hellen Kalkkonkretionen (authigen, weißgrau), Grundmasse kalkhaltig, ockerbraun-graufleckig, unten auch grau
- 289,4 m Schluff, schwach tonig, unten fein- bis schwach mittelsandig, massig, grau, kalkhaltig
- 289,5 m Feinsand, und Schluff, laminiert, grau und rosa
- 290,3 m Schluff, stark tonig, lagenweise feinsan-

Abb. 16: Bohrkern 280–300 m.



- | | |
|--|--|
| <p>dig, massig, grau, kalkhaltig, bei 290,05 und 290,15 m dünne Lagen mit Kalkkonkretionen</p> <p>– 291,0 m Schluff, stark tonig, vereinzelt Kalkkonkretionen, braun, Grundmasse: lagig grau-hellgrau-hellbräunlich</p> <p>– 291,9 m Schluff, tonig, lagenweise feinsandig und Feinsand (rosa), an der Basis eine ca. 3 cm große Komponente, braun, kalkfrei, evtl. Siderit?</p> <p>Kern gequollen: 50 cm extra von bindigem Feinsediment</p> <p>– 292,45 m Feinsand, mittelsandig, schluffig, rosa und grau, kalkfrei</p> <p>292,45 m Mittel- bis Grobkies, wenig gerundet aus Buntsandstein</p> <p>– 292,55 m Schluff, tonig, sandig, grau, kalkfrei</p> <p>– 292,8 m Fein- bis Mittelsand, unten grobsandig, rosa, kalkfrei</p> <p>– 293,0 m Grobkies (wenig gerundet, bunt, mehr Buntsandstein als Kristallin), mittelkiesig (Muschelkalk, Milchquarze, Hornstein), feinkiesig (bunt), grob-feinsandig, sowie Schluff-Klumpen, hellgrau-hellbräunlich</p> <p>bei 293 m krasser Lithologiewechsel</p> <p>– 294,0 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, grüngrau und gelbbraun marmoriert</p> <p>– 294,4 m Schluff, tonig, feinsandig bis schwach feinsandig, grüngrau, rotviolett marmoriert, kalkfrei</p> <p>– 294,6 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, grüngrau, C_{org}-Flecken, kalkfrei</p> | <p>– 295,3 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, grüngrau und gelbbraun marmoriert sowie auch lagenweise gefleckt, zum Teil rotviolett-marmoriert</p> <p>– 295,5 m Schluff, tonig, lagenweise schwach feinsandig, grau, kalkhaltig</p> <p>– 296,1 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, lagenweise stark tonig und feinsandig bis schluffig, grau, und rosa (Feinsand), kalkhaltig</p> <p>– 296,2 m Feinsand, schwach mittelsandig, stark schluffig, laminiert, gräulichrosa, kalkhaltig, unten 2 mm Tonband, grau</p> <p>– 296,4 m Mittelsand, feinsandig, rosa</p> <p>– 296,7 m Schluff, stark tonig, lagenweise feinsandig, schwach humos, laminiert, grau, kalkhaltig</p> <p>– 297,2 m Mittelsand, stark feinsandig, oben schluffig-laminiert, rosa</p> <p>– 297,4 m Schluff, stark tonig, grau, oben kalkfrei, dann Sideritkonkretionen (braun), darunter kalkhaltig</p> <p>– 298,6 m Blöcke und Steine (Buntsandstein, Kristallin), Grob- bis Feinkies, gerundet (mehr Buntsandstein als Kristallin), Grobsand, mittelsandig, unten aufgearbeitete Klumpen aus Schluff, tonig, feinsandig, mittelsandig, teilweise grau, dann kalkfrei, und ockerfarben (kalkig)</p> <p>– 299,8 m Schluff, stark tonig, grau, mit C_{org}-Flecken, kalkfrei, ab 298,5 m kleine bräunliche Karbonatkonkretionen</p> <p>– 300,0 m Schluff, stark tonig, unten sandig und schwach glimmerig, massig, grau, wenige C_{org}-Flecken</p> |
|--|--|

Anmerkung 16: Bohrung UniNord I, Intervall 280–300 m (Viernheim-Fm, Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 4-5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 261,0–287,0 m rote Diamikte (gravitative Sedimente) und Schotter (65 %), rosa und graue Sande (25 %), graue Feinsedimente (10 %),
- 287,0–297,4 m Wechsel von pastellfarbenen, tonigen und grauen, sandig-laminierten Feinsedimenten, unten rosa Sande
- 297,4–298,6 m Stein-Block-Sediment, graue Feinsediment-Matrix (Viernheim-Fm),
- 298,6–304,85 m mausgraue und grüngraue Ton-Schluffe (Iffezheim-Fm).

Hinweise zu Lithostratigraphie und Provenienzanalyse s. Anmerkung 17.



- 302,15 m Schluff, stark tonig, unten sandig und schwach glimmerig, massig, grau, wenige C_{org} -Flecken
- 304,85 m Schluff, tonig, schwach sandig, lagenweise stark mittelsandig, lagenweise Sideritkonkretionen (braun), grüngrau, Sand: gelblich-rosa
- 305,50 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, lagenweise stark mittel- bis feinsandig, grau, Sand: gelblichrosa
- 306,15 m Feinsand, mittelsandig, lagenweise Schluff, feinsandig, insgesamt gelblichrosa, Schluff: grau
- 311,70 m Mittelsand, schwach grobsandig nach oben stark feinsandig, gradiert, unten ab 310,9 m stark grobsandig und feinkiesig, grau; bei 310,4 und 310,95 m aufgearbeitete Klumpen aus Feinmaterial (tonig, grau), bei 307,6 - 307,7 m, 309,1, 309,7 und ab 310,8 m Holzflitter
- 312,0 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, laminiert humos - stark humos, schwarzgrau, kalkfrei
- 312,6 m Schluff, oben tonig bis stark tonig, unten feinsandig bis stark feinsandig, mit C_{org} -Flecken bräunlichgrau,
- 313,0 m Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig, unten auch mittelsandig, gradiert, rosa
- 313,3 m Feinsand, schluffig, unten schwach mittelsandig, gradiert, rosa
- 313,6 m Schluff, tonig, humos, unten auch feinsandig, dunkelgrau, kalkfrei
- 314,0 m Feinsand, oben lagenweise humos, unten schwach mittelsandig, gradiert und laminiert, kalkfrei, rosa
- 315,0 m Schluff, tonig, feinsandig, rötlich und grau
- 316,0 m Feinsand, unten schwach mittelsandig, rosa, kalkfrei
- 316,8 m Schluff, stark tonig, humos, oben laminiert, schwarz- bis dunkelgrau
- 318,0 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, grüngrau
- 320,0 m Schluff, tonig, feinsandig, grüngrau und rotviolett marmoriert

Abb. 17: Bohrkern 300–320 m.

**Anmerkung 17:** Bohrung UniNord I, Intervall 300–320 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 298,6–304,85 m mausgraue und grüngraue Ton-Schluffe,
- 304,85–311,7 m schwarzgraue Sande bis Schluffe mit Holzflittern, oben rosa Sande,
- 311,7–316,0 m Sand-Schluff-Zyklen, unten rosa, nach oben schwarz und humos
- 316,0–328,2 m marmorierte Tone, bunt und grüngrau

Lithostratigraphische Einheiten in ELLWANGER et al. (2008): Bei 261,0–298,6 Dominanz von debris flows und Schottern (Schichteinheit K1); 298,6–316,0 Übergang mit rosa Sanden einsetzend (Schichteinheit I6); Sand-Feinsediment-Zyklus (Schichteinheit I5).

Mikrosedimentologie: Für mikromorphologische Untersuchungen wurden aus der Iffezheim-Fm in UniNord II insgesamt 41 Proben genommen und zu Dünnschliffen verarbeitet, vgl. MENZIES (in Vorber. c).

Provenienzanalyse (SIMON dieser Band): erstes Auftreten alpiner Kalke und Schwerminerale bei 292,8–293,0 m. – Debris-flow bei 297,4–298,6 m mit Buntsandstein- und Kristallin-Komponenten. – In der gesamten Iffezheim-Fm (298,6–>500 m) nur „stabile“ Schwermineral-Spektren, mit Turmalin, Zirkon und etwas Anatas.

Chronostratigraphie: Im Intervall 316,0–316,8 m tiefstes Vorkommen von Kiefer-Fichtenwald (Eburon, HAHNE et al. 2008, dieser Band).

Ein Teil der Kernmärsche wurde mit 1,5 m langen Inlinern gebohrt (Überkern), vgl. Anlage 1.



- 322,1 m Schluff, tonig, unten stark feinsandig, grün-grau
- 323,3 m Feinsand, schluffig bis stark schluffig, unten gröber, grau, sehr schwach kalkhaltig
- 324,5 m Schluff, stark tonig, grau, C_{org}-Flecken, kalkfrei
- 326,8 m Schluff, stark tonig, unten feinsandig, marmoriert rosagrau, grüngrau, schwach gelbbraun
- 328,1 m Schluff, tonig, unten feinsandig, rotviolett und grüngrau marmoriert
- 329,0 m Schluff, schwach tonig, stark feinsandig, unten lagenweise Schluff, stark tonig, grüngrau
- 334,0 m Kernverlust
- 334,8 m Kernverlust, Schluff, sandig, hellgrau, unten Holzstück
- 335,0 m Kernstück: Schluff, feinsandig, grau
- 336,0 m Mittelsand, feinsandig, glimmerig, schwach schluffig, rosa-grau
- 336,3 m Kernverlust
- 336,5 m Schluff, feinsandig, grau
- 336,55 m Holz
- 336,9 m Schluff, oben schwach tonig, unten feinsandig bis schwach grobsandig und feinkiesig, gradiert, grau und dunkelgrau; durch Bohrvorgang verwürgt
- 337,0 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau, gelbbraun, kalkfrei
- 337,25 m Kernverlust
- 337,90 m Feinsand, oben stark schluffig, unten mittelsandig, gradiert, grau
- 337,92 m Schluff, feinsandig, grüngrau
- 338,0 m Mittelsand, fein- und grobsandig, schwach feinkiesig, grau
- 339,0 m Mittelsand, fein- und grobsandig, schwach feinkiesig, bereichsweise tonig, bräunlich; Komponenten: Buntsandstein

Abb. 18: Bohrkern 320–340 m.



– 339,10 m Kernverlust

– 340,00 m Schluff, oben tonig, unten feinsandig und sandflaserig, insgesamt graugrün, oben fleckig

– 339,90 m Mittelsand, feinsandig, rosa

Anmerkung 18: Bohrung UniNord I, Intervall 320–340 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 316,0–329,0 m marmorierte Tone, düster bunt und grüngrau, unten sandig
- 329–335 m vermutlich Kaolinsand
- 335–339,9 m ocker und graue Sande
- 339,9–341,5 m Schluff, graugrün

Schichteinheit I5 in ELLWANGER et al. (2008).

Die Kernmärsche bis 324 m wurde mit 1,5 m langen Inlinern gebohrt (Überkern), vgl. Anlage 1. – Ab 324 m wurde rotierend mit Kernmärschen von 3 m gebohrt; dadurch in gering verfestigten Gebirgspartien Gefahr von Kernverlust und -kondensation. Die Stratifizierung der gewonnenen Kernteile innerhalb des Kernmarsches ist nicht gewährleistet, meist befindet sich der Kern im unteren Teil des Liners. Kein Kerngewinn bei 329-335 m, etwa 40 % Kernverlust bei 335-339,9 m.



Abb. 19: Bohrkern 340–360 m.

- 341,50 m Schluff, oben tonig, unten feinsandig und sandflaserig, insgesamt graugrün, oben fleckig
- 341,90 m Kernverlust, vermutlich Kaolinsand
- 342,0 m Feinsand, schluffig, grün
- 343,0 m Kernverlust, vermutlich Kaolinsand
- 345,0 m Grobsand graubunt; vermutlich teilweise ausgespült
- 346,0 m Feinsand, schluffig, hellbeige bis grau; bei 345,8 m Buntsandstein-Komponente; teilweise ausgespült
- 346,30 m Mittelsand, stark grobsandig, unten schwach feinkiesig, Holzstücke, grau
- 346,80 m Schluff, stark feinsandig, grau
- 346,90 m Feinsand, stark schluffig, grau
- 347,10 m Schluff, stark feinsandig, humos, schwarzgrau
- 347,30 m Feinkies, stark sandig, schluffig, grau, Komponenten v.a. Buntsandstein
- 348,0 m Grobsand, feinkiesig, mittelsandig, Holzstück, braun und grau
- 351,0 m Grobsand, graubunt; teilweise ausgespült
- 351,95 m Mittelsand, stark grobsandig, Holzschnipsel
- 352,35 m Feinsand, schwach schluffig, rosa
- 352,45 m Schluff, tonig, humos, grau
- 355,70 m Feinsand, lagenweise schwach schluffig, mittelsandig - lagenweise schwach grobsandig, lagenweise Holzschnipsel, grau
- 355,80 m Grobkies, steinig, in schluffig-sandiger Matrix, grau, Komponenten: Buntsandstein mit Halo, Kristallin
- 355,95 m Mittelsand, fein- und grobsandig, stark feinkiesig, grau
- 356,40 m Feinsand, schwach mittelsandig, rosa bis grünlich
- 356,60 m Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, schwach feinsandig, Holzschnipsel, Klumpen von



- | | |
|---|--|
| <p>Schluff, stark tonig (grüngrau), insgesamt rosagrau</p> <p>– 356,80 m Fein- bis Mittelsand, schwach grobsandig, schwach schluffig, stark glimmerig, grau</p> <p>– 356,90 m Schluff, schwach tonig, feinsandig, unten schwach humos, grünlichgrau</p> <p>– 357,0 m Feinsand, schluffig, grau</p> <p>– 357,75 m Kernverlust</p> <p>– 357,90 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, dunkelgrau</p> | <p>– 358,85 m Feinsand, lagenweise mittelsandig und grobsandig-feinkiesig, rosa, bei 358,7 m Lage von Holzschnipseln</p> <p>– 359,30 m Humus, schluffig, tonig, laminiert, lagenweise Holzschnipsel, schwarz</p> <p>– 359,85 m Schluff, stark tonig, laminiert, schwärzlichgrau</p> <p>– 360,0 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig (Buntsandstein), schwach schluffig, grau</p> |
|---|--|

Anmerkung 19: Bohrung UniNord I, Intervall 340–360 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 339,9–341,5 m Schluff, graugrün,
- 341,5–382,45 m Sande mit Schlufflagen und Holz.

Schichteinheit I5 in ELLWANGER et al. (2008).

Chronostratigraphie: Bei 358,85–359,85 m palynologischer Nachweis von jüngerem Tegelen (ELLWANGER et al. 2008, HAHNE et al. dieser Band).

Kein Kerngewinn bei 342–346 m und 348–351 m; bei 346–348 m nur 1 m Kerngewinn.



- 360,3 m Kernverlust
- 362,0 m Feinsand, mittelsandig, lagenweise glimmerig und schwach grobsandig - schwach feinkiesig, gelbgrau
- 362,2 m Kernverlust
- 362,45 m Grobsand, feinkiesig, mittel- bis feinsandig, häufig Tonklumpen bis Mittelkies-Größe, grau
- 362,60 m Feinsand, schluffig-laminiert, lagenweise mittel- bis grobsandig
- 362,80 m Fein- bis Mittelsand, schwach grobsandig, grau, mit mehreren Holzstücken und Gelisolplatten (Schluff, stark tonig, feinsandig, grau)
- 362,95 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, grau, Klumpen von Schluff, tonig, grau
- 363,90 m Mittelsand, feinsandig, unten schwach grobsandig, grau, einzelne Holzstücke
- 364,45 m Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, lagenweise mittelkiesig, grau und braun, Holzstücke und Gelisolplatten (Schluff, tonig, hellgrau)
- 365,80 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach schluffig, grau, einzelne Holzstücke, bei 365,0-365,3 m z. T. Kernverlust und Schwefel-Ausblühungen
- 367,20 m Mittelsand, lagenweise grob- und feinsandig, lagenweise schwach kiesig, grau, Holzstücke und Gelisolplatten (Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau und grüngrau)
- 369,00 m Feinsand, schwach schluffig, lagenweise stark schluffig, unten wenig Pflanzendetritus, feinverteilt, insgesamt gelblichgrau
- 369,20 m Kernverlust
- 369,35 m Feinsand, mittelsandig, gelblichgrau, mit Holz und Klumpen von Schluff, tonig und Schluff, feinsandig, grau
- 370,50 m Mittelsand, feinsandig, unten schwach grobsandig, lagenweise stark grobsandig bis schwach feinkiesig, grau
- 371,25 m Mittelsand, feinsandig, lagenweise grobsandig - feinkiesig, wenige mittel- bis grobkiesige Komponenten (Buntsandstein), grau
- 371,30 m Schluff, tonig, feinsandig, in feinen Lagen

Abb. 20: Bohrkern 360–380 m.



- | | |
|---|---|
| <p>stark humos, grau und schwarz</p> <p>– 371,85 m Feinsand, wenig mittelsandig, rötlichgrau</p> <p>– 372,0 m Feinsand, mittel- bis grobsandig, mittelkiesig (Komponenten: Klumpen aus Schluff, tonig), grau</p> <p>– 372,50 m Kernverlust</p> <p>– 372,90 m Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, gelblichgrau</p> <p>– 374,70 m Mittelsand, fein- und grobsandig, schwach schluffig, laminiert, bei 373,5 m Lage aus Tonklumpen, grau</p> <p>– 376,05 m Mittel- bis Grobsand, lagenweise feinkiesig, dunkelgrau</p> | <p>– 377,0 m Schluff, unten feinsandig, oben humos, hellgrau</p> <p>– 377,4 m Feinsand, mittelsandig, schluffig, grau</p> <p>– 378,0 m Feinsand, lagenweise mittelsandig, grau</p> <p>– 378,6 m Kernverlust</p> <p>– 378,70 m Feinsand, stark schluffig, tonig, stark humos, schwarz</p> <p>– 378,90 m Feinsand, schluffig, gelbgrau</p> <p>– 379,85 m Feinsand, unten mittelsandig bis schwach feinkiesig, rosa-grau</p> <p>– 380,0 m Schluff, tonig, feinsandig, mit Gelisolplatten, grüngrau</p> |
|---|---|

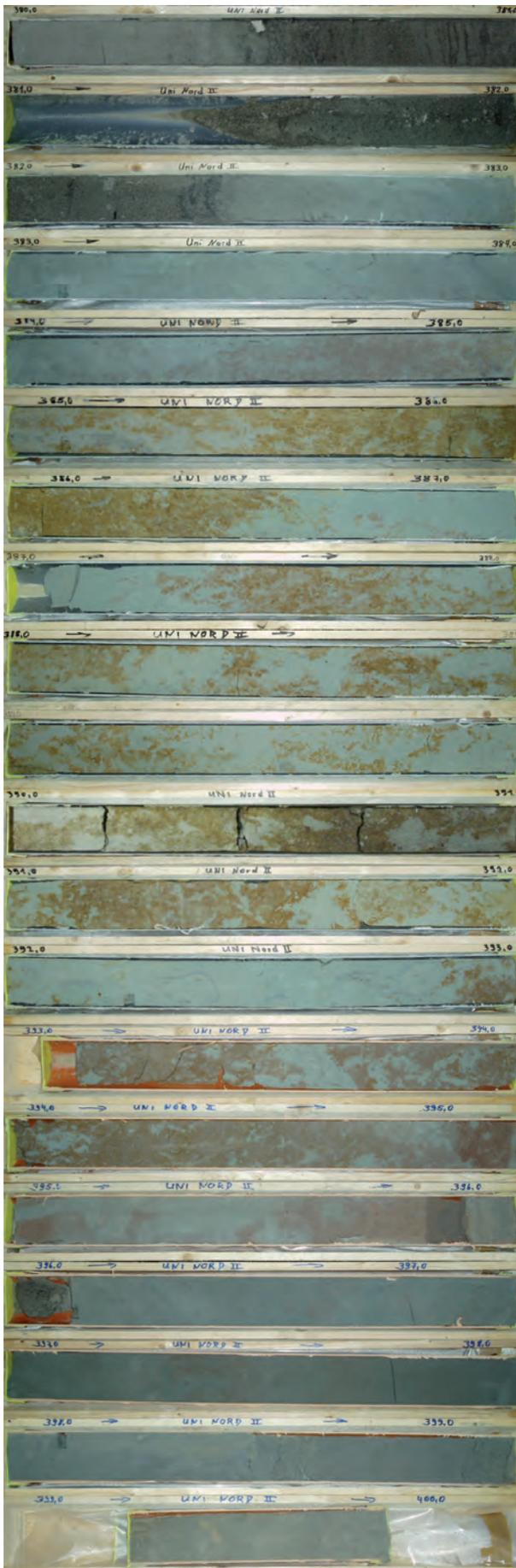
Anmerkung 20: Bohrung UniNord I, Intervall 360–380 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 341,5–382,45 m Sande mit Schlufflagen und Holz.

Schichteinheit I5 in ELLWANGER et al. (2008).

Chronostratigraphie: Bei 378,6–378,7 m palynologischer Nachweis von jüngerem Tegelen (HAHNE et al., dieser Band).



- 380,45 m Schluff, tonig, feinsandig, mit Gelsolplatten, grüngrau
- 380,60 m Mittelsand, grobsandig, unten feinkiesig, einzelne Gelsolplatten (Schluff, tonig, feinsandig, grüngrau), grau
- 380,80 m Mittelsand, stark grobsandig, grau
- 380,85 m Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig, humos laminiert, sehr schwach grobsandig, hellgrau
- 380,94 m Feinsand, schwach schluffig, humose Flitter in feinen Bändern angereichert
- 381,0 m Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, Tonklumpen, fleckig grau und hellgrau
- 381,5 m Kernverlust
- 382,45 m Grobsand, mittelsandig, unten feinkiesig, lagenweise mittelkiesig, lagenweise schwach schluffig, bunt und grau, Holzstückchen, unten dünne Lagen (?Gelsolplatten) aus Schluff, tonig, dunkelgrau
- 382,70 m Schluff, tonig, grüngrau
- 384,50 m Schluff, tonig, unten feinsandig, grüngrau
- 385,0 m Schluff, stark tonig, rotviolett, grünlich marmoriert
- 386,5 m Schluff, stark tonig, unten feinsandig, gelbbraun, grüngrau marmoriert
- 387,3 m Schluff, tonig, stark feinsandig, grüngrau, wenig marmoriert
- 390,0 m Schluff, tonig, feinsandig - stark feinsandig, grüngrau, gelbbraun und rotviolett marmoriert, und bioturbat (Wühlspuren: runde Röhren mit dunklem Rand, gefüllt mit hellerem Sediment, teilweise mit Stopfspuren, nach oben ausgerichtete Bewegung)
- 391,0 m Schluff, tonig, feinsandig, gelbbraun, grünlich, bei 390,6 - 391,0 m vereinzelt ockerbraune Konkretionen (kalkfrei)
- 391,7 m Schluff, tonig, feinsandig, rotviolett, etwas gelblich-bräunlich und grünlichgrau marmoriert
- 392,9 m Schluff, tonig, stark feinsandig, grüngrau
- 395,0 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, rotviolett, grüngrau marmoriert

Abb. 21: Bohrkern 380–400 m.



– 396,1 m Feinsand, schluffig, unten humos, grüngrau und rosa

– 397,0 m Schluff, tonig, graugrün

– 398,0 m Schluff, tonig, feinsandig, graugrün

– 398,5 m Schluff, tonig, grau

– 399,0 m Feinsand, schluffig, grau

– 399,5 m Kernverlust

– 400,0 m Feinsand, lagenweise schluffig, hellgrau; Kaolinsand

Anmerkung 21: Bohrung UniNord I, Intervall 380–400 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 341,5–382,45 m Sande mit Schlufflagen und Holz,
- 382,45–398,5 m marmorierte Tone, pastellfarben,
- 398,5–402,8 m weiße und graue Sande.

Schichteinheiten in ELLWANGER et al. (2008): I5 (Sand-Feinsediment-Zyklus) und I4 (Feinsediment-Dominanz).



- 400,6 m Feinsand, lagenweise schluffig, hellgrau; Kaolinsand
- 401,15 m Feinsand, schwach mittelsandig, schluffig, hellgrau
- 401,20 m Holz
- 402,0 m Fein- bis Mittelsand, schluffig, hellgrau; Kaolinsand
- 403,0 m Kernverlust, zwei Kernstücke (bindiges Feinsediment, schluffig, feinsandig, grau) liegen lose und können nicht zugeordnet werden
- 404,0 m Schluff, stark tonig, feinsandig, grüngrau, unten rotviolett marmoriert, oben grünlich - hellgrau marmoriert (vermutlich aufgrund Bioturbation)
- 405,0 m Schluff, stark tonig, feinsandig, grüngrau, schwach bioturbat
- 406,2 m Schluff, stark tonig, stellenweise feinsandig, schwach bioturbat, rotviolett marmoriert
- 408,0 m Schluff, stark tonig, feinsandig bis (unten) stark feinsandig, lagenweise bioturbat, gelbbraun und grüngrau marmoriert, braune Sideritkonkretionen
- 409,0 m Feinsand, schwach mittelsandig, stark schluffig, lagenweise bioturbat, grüngrau
- 409,2 m Schluff, tonig, feinsandig, rotviolett marmoriert
- 410,0 m Schluff, tonig, feinsandig, gelbbraun und grüngrau marmoriert
- 410,4 m Feinsand, stark schluffig, schwach tonig, grau
- 410,9 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, grüngrau, mit wenigen C_{org} -Flecken
- 411,0 m Schluff, tonig, feinsandig, grüngrau
- 411,6 m Kernverlust, Kaolinsand
- 414,0 m Feinsand, mittelsandig, lagenweise schluffig, hellgrau, Kaolinsand
- 414,25 m Kernverlust
- 414,60 m Mittelsand, feinsandig, grau

Abb. 22: Bohrkern 400–420 m.



- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> – 414,85 m Grobsand, mittelsandig, Holz, schwach feinkiesig, insgesamt grau, Kies bunt – 415,60 m Grob- bis Mittelsand, oben feinkiesig, unten feinsandig, grau – 416,0 m Grobsand, mittelsandig, mittelkiesig (bunt, auch Tonklümpchen), v.a. unten Holz, grau – 417,0 m Kernverlust | <ul style="list-style-type: none"> – 417,70 m Schluff, tonig, stark humos, laminiert, schwarz – 417,95 m Feinsand, mittelsandig, unten schwach grobsandig und schwach mittelkiesig, oben schluffig-laminiert, unten Lage mit Holz-schnipseln, grau – 418,0 m Schluff, tonig, feinsandig, humos, dunkelgrau – 420,0 m Kernverlust |
|--|--|

Anmerkung 22: Bohrung UniNord I, Intervall 400–420 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 398,5–402,8 m weiße und graue Sande,
- 402,8–411,0 m marmorierte Tone, pastellfarben und grau
- 411,0–439,75 m Grobsande und Sande mit Schlufflagen und Holz.

Schichteinheiten I4 und I3 in ELLWANGER et al. (2008).

Chronostratigraphie: typisches „frühpleistozänes“ Pollenspektrum mit *Fagus* (älteres Tegelen) bei 417,0–417,7 m.

Kein Kerngewinn bei 416–417 m und 418–421 m; Plastik im Kern bei 402–403 m.



- 421,0 m Kernverlust
- 421,45 m Schluff, stark tonig, feinsandig, grüngrau
- 421,60 m Schluff, tonig, feinsandig, humos, grau und hellgrau
- 422,0 m Grobsand, mittelsandig, schluffig, feinkiesig, Tonklumpen, Holzschnipsel, dunkelgrau
- 423,4 m Kernverlust
- 425,20 m Feinsand, unten stark mittel- bis grobsandig, hellgrau; Kaolinsand
- 425,40 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig - schwach feinkiesig, Holzschnipsel, grau
- 425,60 m Schluff, tonig, dunkelgrau, dazwischen Grobsand und Feinkies; Gelsolplatten?
- 426,0 m Schluff, Sand, Grobsand und Feinkies, grüngrau, mit Klümpchen und Lagen von Schluff, tonig, grau; Gelsolplatten
- 427,0 m Kernverlust, Kernstück sandig schwach feinkiesig (bunt) mit Holzschnipseln, graubraun; Lage kann nicht zugeordnet werden
- 427,10 m Sand mit Schluffinseln, tonig, dunkelgrau
- 427,12 m Schluff, stark tonig, humos, dunkelgrau
- 427,45 m Schluff, schwach tonig, Nester von Grobsand - Feinkies, grüngrau
- 427,80 m Grobsand, feinkiesig, oben mit verwürgten Gelsolplatten von Schluff, feinsandig, tonig, humos, grau, dunkelgrau und graugrün
- 429,2 m Feinsand, glimmerig, schwach mittelsandig, hellgrau, Kaolinsand
- 429,6 m Mittelsand, grobsandig, hellgrau
- 430,0 m Kernverlust
- 430,6 m Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, darin Tonklümpchen, hellgrau und Schluff, tonig, hellgrau
- 431,15 m Mittelsand, feinsandig, unten grobsandig - feinkiesig, bis 435,9 m hellgrau, darunter dunkelgrau, ab 436,0 m Holzschnipsel
- 431,25 m Holz

Abb. 23: Bohrkern 420–440 m.



- 431,55 m Grobsand, mittelsandig, Kaolinsand, Tonklümpchen, hellgrau, Holzstücke, Gelsolplatten aus Schluff, stark tonig, grau
- 432,0 m Grobsand, mittelsandig, lagenweise stark mittelsandig, hellgrau, ab 432,8 m dunkelgrau, Holzstücke
- 434,05 m Kernverlust, darin ca. 50 cm Kernstück, Lage nicht zuzuordnen: Mittelsand, grob- bis feinsandig, massig, oben holzführend, vereinzelt Klümpchen von Schluff, tonig, unten ein 5 cm dickes Holzstück
- 434,10 m Holz (ein Stück)
- 434,20 m Klumpen aus Schluff, schwach feinsandig, kaum tonig, grau, in Matrix aus Grob- und Mittelsand, feinkiesig, bunt
- 434,35 m Mittelsand, feinsandig, hell rosabraun mit einem Holzstück
- 434,50 m Mittelsand, feinsandig, schwach fein- bis mittelkiesig, häufig Klumpen und Platten aus Schluff, schwach feinsandig, sehr schwach tonig (Gelsolplatten?) und v. a. unten Holzschnipsel
- 434,75 m Schluff, feinsandig, tonig, massig, grüngrau; vielleicht als Ganzes umgelagert?
- 435,0 m Schluff, mehr und weniger feinsandig, v. a. oben Holzschnipsel, grau und rosabraun
- 435,6 m Mittelsand, schwach feinsandig, rosagrau
- 436,2 m Schluff, feinsandig und Feinsand, lagenweise schluffig, oben wenige Holzschnipsel und Klumpen aus Schluff, tonig, insgesamt grau
- 436,85 m Mittelsand, schwach feinsandig, rosagrau
- 436,87 m Dünne Groblage: Kies, braun, mit Komponenten aus Buntsandstein, entfärbter Sandstein, ein Porphy?
- 437,40 m Grobsand, mittel- bis feinsandig, unten fein- bis mittelkiesig, darin vereinzelt Schluff-Klumpen und Holzschnipsel, untere 15 cm Groblage: Klumpen aus Schluff, tonig, hellgrau, dazwischen Fein- bis Mittelkies und Holzschnipsel; Kieskomponenten: Buntsandstein, entfärbter Sandstein, Milchquarz, ?Porphy, Quarz
- 439,75 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, lagenweise glimmerig, bei 439,0 - 439,3 m stark grobsandig, feinkiesig - schwach mittelkiesig, grau, lagenweise rosa
- 440,0 m Schluff, oben tonig, unten feinsandig und C_{org}-fleckig, bioturbat, grünlich, bei 440,0 - 441,1 m mit weißen Konkretionen (kalkfrei), gelbbraun und rotviolett marmoriert

Anmerkung 23: Bohrung UniNord I, Intervall 420–440 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 411,0–439,75 m Grobsande und Sande mit Schlufflagen und Holz,
- 439,75–442,95 m marmorierte Tone, pastellfarben und grau.

Schichteinheit I3 in ELLWANGER et al. (2008).

Chronostratigraphie: typisches „frühpleistozänes“ Pollenspektrum mit *Fagus* (älteres Tegelen) bei 425,4–426,0 m.

Kein Kerngewinn bei 418–421 m, 422–423 m und 432–433 m.



- 442,95 m Schluff, oben tonig, unten feinsandig und C_{org} -fleckig, bioturbat, grünlich, bei 440,0 - 441,1 m mit weißen Konkretionen (kalkfrei), gelbbraun und rotviolett marmoriert
- 445,0 m Feinsand, lagenweise und nach unten zunehmend schluffig, grüngrau, gelblich; bei 445,55 m gelbbraun, schmierig: mit Spülung vermischt
- 445,90 m Feinsand, lagenweise schwach schluffig, schwach glimmerig, grüngrau und gelblich
- 447,45 m Feinsand, unten mittelsandig, lagenweise schwach schluffig, gelblichbraun
- 448,70 m Mittelsand, feinsandig, unten grobsandig, lagenweise mit Holzstückchen, grau, wenige Tonklümpchen
- 448,75 m Holzschnipsel und Sand
- 449,05 m Mittelsand, stark feinsandig, schwach glimmerig, wenige Holzschnipsel, grau
- 450,15 m Mittelsand, feinsandig, lagenweise schluffig - stark schluffig, auch Schluffklumpen, lagenweise Pflanzendetritus, grau und hell gelblichbraun
- 450,20 m Mittelsand, grobsandig, unten schwach feinkiesig (viele Schluffklumpen), grau
- 450,50 m Schluff, tonig, feinsandig, massig, grüngrau
- 450,90 m Schluff, tonig, fein- bis grobsandig, fein- bis mittelkiesig, grüngrau, Gelsolplatten, z. T. ausgespült
- 451,60 m Grobsand, mittelsandig, lagenweise feinkiesig, schwach mittelkiesig, braun bis grau, Gelsolplatten aus Schluff, tonig, sandig, grau
- 452,80 m Schluff, feinsandig, tonig, massig, grüngrau
- 453,20 m Schluff, feinsandig, stellenweise stark feinsandig, grüngrau und rotviolett
- 454,10 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, grüngrau, schwach rotviolett marmoriert
- 456,20 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, mit C_{org} -Flecken, grüngrau, stark gelbbraun marmoriert
- 458,0 m Schluff, unten stark feinsandig, tonig, lagenweise mit C_{org} -Flecken und Sideritkonkretionen (authigen), grüngrau, gelbbraun und rotviolett marmoriert

Abb. 24: Bohrkern 440–460 m.



– 459,50 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, rotviolett, schwach grüngrau und gelbbraun marmoriert

– 460,0 m Schluff, feinsandig, tonig, oben wenige C_{org}-Flecken, grüngrau, gelbbraun marmoriert

Anmerkung 24: Bohrung UniNord I, Intervall 440–460 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 439,75–442,95 m marmorierte Tone, pastellfarben und grau,
- 442,95–451,6 m Grobsande und Sande mit resedimentierten Schluffen und Holz,
- 451,6–466,95 m marmorierte Tone, pastellfarben, grau, unten düster.

Schichteinheiten I3 und I2 in ELLWANGER et al. (2008).



- 461,0 m Schluff, tonig, stark feinsandig, grüngrau, gelbbraun marmoriert, durch Pedogenese brekziiert
- 461,4 m Schluff, tonig, unten schwach feinsandig, gelbbraun, etwas grüngrau, wenige Siderit-konkretionen
- 461,8 m Schluff, feinsandig, tonig, Bioturbation gefüllt mit Feinsand, schwach schluffig, hellgelb und grüngrau
- 462,5 m Schluff, stark feinsandig, tonig, schwach glimmerig, grüngrau
- 464,5 m Schluff, nach unten zunehmend feinsandig, tonig, oben grüngrau, rotviolett marmoriert, nach unten eher gelbbraun marmoriert
- 465,2 m Schluff, stark feinsandig, tonig, massig, grüngrau, untere 20 cm rotviolett marmoriert
- 466,0 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, rotviolett, grüngrau marmoriert
- 466,7 m Schluff, tonig, unten feinsandig, unten mit C_{org} -Flecken, grüngrau
- 466,95 m Schluff, unten fein- bis schwach mittel-sandig, glimmerig, schwach humos, dunkelgrau, nach unten zunehmend Pflanzendetritus
- 467,80 m Feinsand, mittel- bis stark grobsandig (unten), viele Kohleflitter, lagenweise glimmerig, grau
- 469,40 m Fein- bis Mittelsand, lagenweise grobsandig, stark ausgespült, mit Platten und Stücken aus Schluff, feinsandig, tonig, grau, zahlreiche Holzschnipsel
- 469,80 m Mittelsand, feinsandig, grau
- 470,0 m Mittelsand, feinsandig, viele feine Lagen mit Holzschnipseln, grau und schwarz
- 471,30 m Fein- bis Mittelsand, schwach grobsandig, stark ausgespült, grau
- 472,40 m Schluff, tonig und Sand, fein- bis mittelkiesig, grüngrau und grau; stark verwürgt
- 472,60 m Feinsand, schluffig, hellgrau, Holzflitter
- 474,7 m Feinsand, unten mittelsandig, schwach glimmerig, hellgrau, mit Lagen und Stücken aus Schluff, tonig, grau, unten ein Stein (Bunt sandstein)

Abb. 25: Bohrkern 460–480 m.



- 476,0 m Schluff, feinsandig, grüngrau mit dünnen Lagen von Feinsand, gelbgrau, oben laminiert, unten geschichtet und schräg geschichtet
- 476,15 m Kernverlust
- 476,35 m Schluff, humos, schwach tonig, feinsandig, laminiert, dunkelgrau
- 477,0 m Schluff, schwach humos, feinsandig, grau, mit Lagen von Feinsand, glimmerig, gelbgrau
- 478,90 m Feinsand, unten mittelsandig, lagenweise schwach schluffig, laminiert, gelblich rosa
- 479,20 m Feine Wechsellagerung aus Schluff, stark feinsandig, dunkelgrau und Feinsand, mittelsandig, gelblich rosa, nach unten zunehmend häufig Holzflitter
- 480,0 m Mittelsand, oben stark feinsandig, unten grobsandig, gelblich rosa

Anmerkung 25: Bohrung UniNord I, Intervall 460–480 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 451,6–466,95 m marmorierte Tone, pastellfarben, grau, unten düster,
- 466,9–474,7 m Sand mit Holz und aufgearbeiteten Schluffen,
- 474,7–476,0 m Schluff, grüngrau, und Feinsand,
- 476,0–500,0 m Grob- bis Feinsand, Schluff, teilweise humos, lagenweise aufgearbeitete tonige Schluffe, lagenweise Holzflitter und –Gerölle. Endteufe.

Schichteinheiten I2 und I1 in ELLWANGER et al. (2008).

Chronostratigraphie: typisches „frühpleistozänes“ Pollenspektrum mit *Fagus* (älteres Tegelen) ab 472 m.

Bei 471–473 m nur 1 m Kerngewinn.



- 481,15 m Mittelsand, oben stark feinsandig, unten grobsandig, gelblich rosa
- 481,20 m Schluff bis Feinsand, laminiert, grau
- 481,85 m Mittelsand, feinsandig, schwach glimmerig, wenige Kohlefitter, nach unten zunehmend häufig schräggeschichtete Schlufflagen (Gelisolplatten?), gelblich rosa
- 482,25 m Mittelsand, unten feinsandig, ab 483,0 m Feinsand, rosa, lagenweise häufig Gelisolplatten (Schluff, tonig, grau)
- 482,30 m Schluff, schwach tonig, feinsandig, hellgrau
- 484,10 m Mittelsand, oben und lagenweise stark feinsandig, unten kiesig bis sandig, rosa, unten Holzstückchen
- 485,0 m Melange aus Schluff, feinsandig, grau, Schluff, tonig, feinsandig, grüngrau, Holzstückchen, Mittel- bis Grobsand mit Holzfitter, rosa, Feinsand, rosa sowie Grobsand bis Mittelkies aus Milchquarz, Quarz etc.
- 486,4 m Kernverlust
- 487,85 m Mittelsand, grobsandig, gelblichgrau
- 488,4 m Schluff, oben stark tonig, unten stark humos, lagenweise Sand, verwürgt, dunkelgrau - grau
- 488,6 m Feinsand, schwach schluffig, laminiert, gelblich grau
- 489,4 m Kernverlust
- 489,45 m Schluff, stark tonig, feinsandig, laminiert, dunkelgrau, oben Pflanzendetritus
- 489,60 m Feinsand, mittelsandig, schluffig, grau
- 489,65 m Schluff, schwach tonig, feinsandig, grau
- 491,0 m Mittelsand, oben feinsandig, grau
- 492,3 m Kernverlust: Kaolinsand
- 492,7 m Grobsand, mittelsandig, massig, grau, unten fein- bis mittelkiesig, schwarz mit Klumpen aus Schluff, stark tonig, grüngrau
- 493,6 m Schluff, stark feinsandig, nach unten zunehmend laminiert, grünlich grau und gelblich

Abb. 26: Bohrkern 480–500 m.



- 494,0 m Schluff, stark feinsandig, humos, lagenweise Holzflitter, laminiert, grau
- 495,0 m Kernverlust: Kaolinsand
- 495,90 m Mittelsand, feinsandig, unten grobsandig, lagenweise schluffig laminiert, schwach humos, gelblichgrau
- 496,0 m Holzstück Ø 10 cm
- 496,1 m Mittelsand, fein- und grobsandig, Klumpen aus Schluff, tonig, grüngrau, insgesamt gelblichgrau
- 496,25 m Schluff, feinsandig laminiert, viel Pflanzendetritus, grau
- 496,35 m Feinsand, mittelsandig, glimmerig, gelblichgrau, mit Klumpen aus Schluff
- 496,97 m Schluff, tonig, feinsandig, hellgrüngrau, mit Klumpen aus Fein- und Grobsand, schwach glimmerig, Pflanzendetritus
- 498,6 m Schluff, schwach tonig, feinsandig, lagenweise wechselnd mit Feinsand, grünlichgrau und gelblich
- 500,0 m Feinsand, unten mittelsandig, gelblichgrau, bei 499,94 m eine 1 cm dicke Lage aus Schluff, tonig, humos, grau, bei 499,4 m Pflanzendetritus

Anmerkung 26: Bohrung UniNord I, Intervall 480–500 m (Iffezheim-Fm).

Lithofazieslog vgl. Abb. 5 in <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>

- 476,0–500,0 m Grob- bis Feinsand, Schluff, teilweise humos, lagenweise aufgearbeitete tonige Schluffe, lagenweise Holzflitter und –Gerölle. Endteufe.

Schichteinheit I1 in ELLWANGER et al. (2008).

Chronostratigraphie: typisches „frühpleistozänes“ Pollenspektrum mit *Fagus* (älteres Tegelen), tiefste Probe ein resedimentiertes Schluffgeröll bei 499,94 m.

Kein Kerngewinn bei 485–486 m, 491–492,3 m und 494–495 m.

Anhang 1: Überkerne

Zwischen 286 m und 323 m wurde ein Teil der Kernmärsche mit 1,5 m langen Inlinern gebohrt (Intervalle 286–292 m, 293–297 m, 300–306 m, 313 m und 317–323 m).

Je nach Beschaffenheit des Sediments wird dabei zusätzlicher Kern (Überkern) generiert, der sich aus der Volumendifferenz von Liner (101 mm) und Bohrloch (133 mm) herleiten lässt (rechnerisch bis zu 1,8 m). Auslängungs-Deformationsstrukturen sind an einigen Kernen anschaulich, z. B. 293–294 m (mit Überkern, Abb. 16, 28) oder die Auffaltung in 129–130 m (ohne Überkern, Abb. 7). – In der Praxis wird der untere Meter als „Hauptkern“ in die Kernkiste gelegt, der Überkern schließt sich oben an.

Soweit Überkerne vorhanden sind, werden sie bei der Aufnahme der Schichtenverzeichnisse berücksichtigt (z. B. 1,5 m Kern ~ 1 m Profilsäule). Wird der Überkern verworfen, führt das zur Häufung lithologischer Grenzen am gekürzten Kernmarsch-Ende.

Unterhalb 329 m wurden in ähnlichen Sedimenten Rotationsbohrkerne gezogen. Hier war keine Volumen-Zunahme erkennbar. Vermutlich spielen Aufquellen bzw. Dekompaktion der Sedimente im vorliegenden Fall keine oder eine nur geringe Rolle.

Nachfolgend die Fotodokumentation der Überkerne, die jeweils oben an den „Hauptkern“ anschließen (Abb. 27–30) sowie ein Beispiel für die gemeinsame Kernaussage von Haupt- und Überkernen im Kernlager Grubenhagen der BGR.

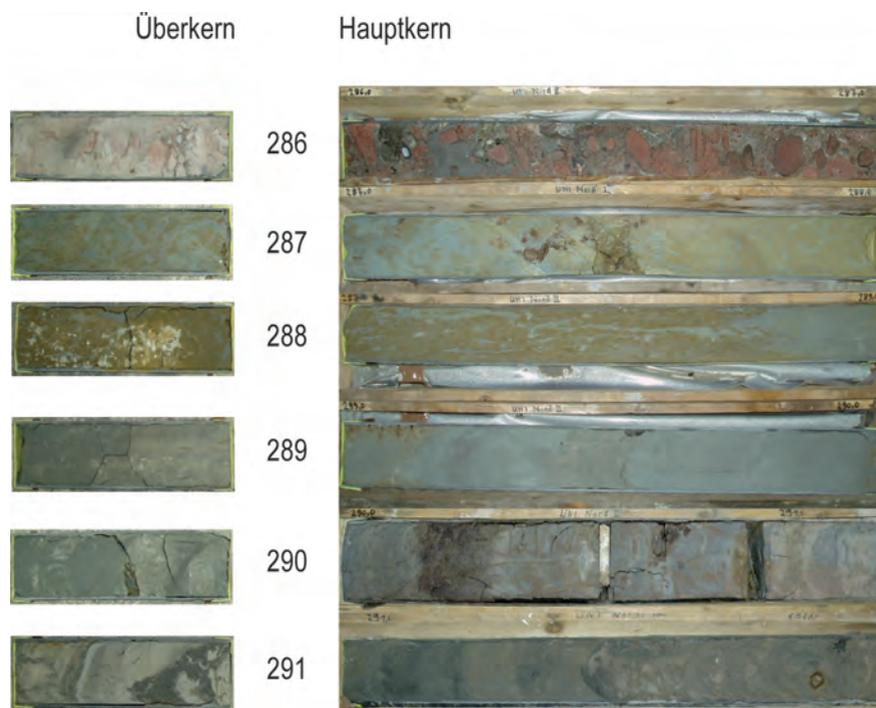


Abb. 27: Überkerne von 286 bis 291 m.

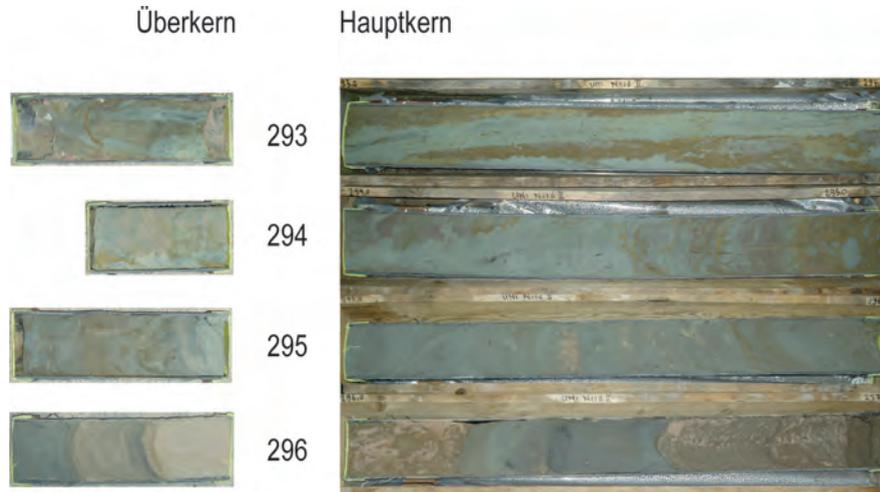


Abb. 28: Überkerne von 293 bis 296 m.

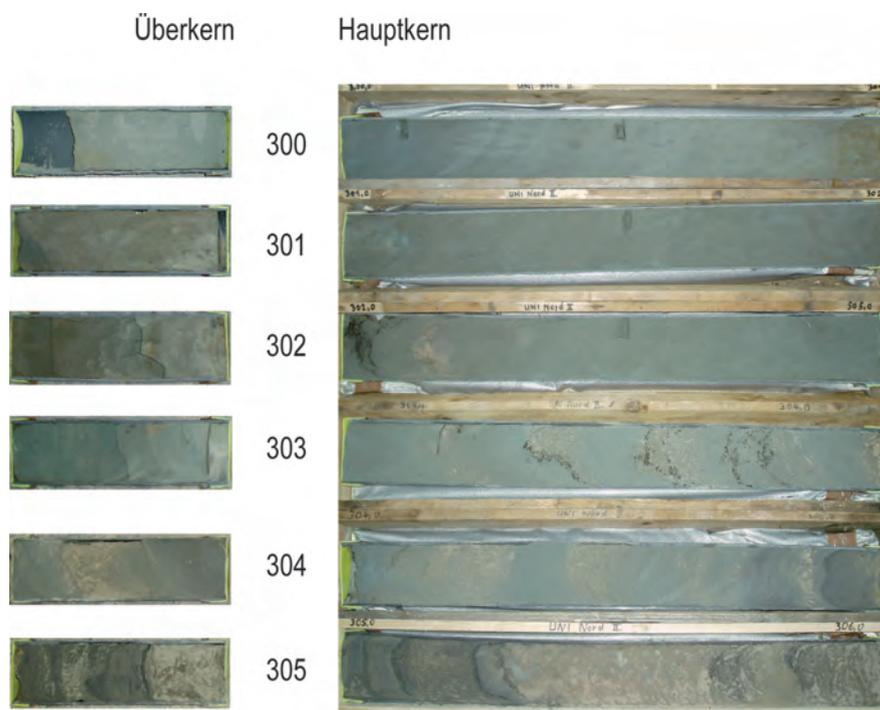


Abb. 29: Überkerne von 300 bis 305 m.

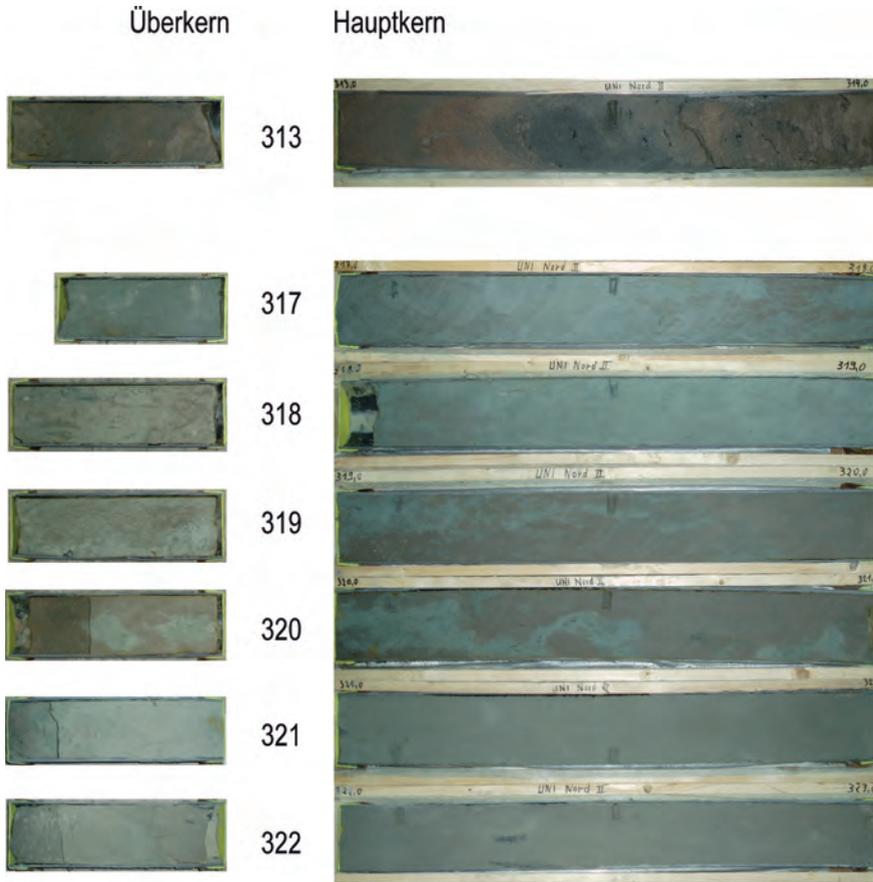


Abb. 30: Überkerne bei 313 m und von 317 bis 322 m



Abb. 30: Auslage von Haupt- und Überkernen im Kernlager Grubenhagen der BGR..



Anhang 2:

Mollusken in der Bohrung Heidelberg UniNord

ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER

Aus allen potenziell Mollusken-führenden Schichten der Bohrungen UniNord I und II wurden Proben für eine Bestimmung der Fossilreste genommen. Betroffen sind insbesondere feinklastische Abschnitte, wobei bereits bei der sedimentologischen Aufnahme der Bohrkern auf die Fossilführung geachtet wurde. Trotz der insgesamt guten Bohrkernqualität zeigte sich aber, dass nahezu alle Schalenreste kleinststückig fragmentiert sind. Aus diesem Grund sind nur sehr vage Aussagen über die Fauna bzw. deren Habitate möglich.

Die vorliegende Zusammenfassung dient der Dokumentation der Beprobung und Bestimmung.

Die Proben wurden durch U. WIELANDT-SCHUSTER genommen und später auch bestimmt. Die Aufbereitung erfolgte im Gesteinskunde-Labor des LGRB in Freiburg durch Herrn WERNER FAMULA, dem an dieser Stelle herzlich für seine Mühen gedankt sei. Das Material wurde mit warmem Wasser geschlämmt, bei hohem Tongehalt zusätzlich mit H₂O₂ angesetzt, und erneut geschlämmt. Nach dem Trocknen wurde durch Sieben in die Fraktionen < 100 µm, 100–500 µm, sowie > 500 µm getrennt. Einerseits ermöglicht diese Fraktionierung einen leichten Überblick, andererseits sind in den feinkörnigen Fraktionen die kleinwüchsigen Formen (sowie auch Ostracoden oder Characeen) leicht erkennbar. Die Ergebnisse der Fossilbeprobung werden hier kurz dargestellt.

Es wurden insgesamt 17 Molluskenproben aus der Ludwigshafen-Formation aufbereitet und ausgelesen, zudem noch drei Proben aus der Viernheim-Formation, wobei die tiefste Probe aus 175,6 m Teufe stammt. In größerer Teufe konnten keine Schalenreste entdeckt werden. Das Probenmaterial wurde sowohl aus der Kernbohrung gewonnen als auch aus den Meißelproben vom Überbohren. In Tabelle 1 sind die Ergebnisse dieser Untersuchung aufgelistet. Als Informationsquelle über Habitatansprüche und Verbreitung der lebenden Verwandten wurden verschiedene web-Seiten verwendet (siehe Literatur).

Tab 1 : Molluskenreste der Bohrung Heidelberg Uni Nord

Formation	Probe	Fossilinhalt	Qualität / Bestimmung	Habitat / Interpretation
Ludwigshafen-Formation	67,70 – 68,00	Molluskenreste	unbestimmbar	
	68,20 – 68,50	Molluskenreste	unbestimmbar	
	71,45 – 71,65	Molluskenreste	unbestimmbar	
	80,25 – 80,40	Pflanzenhäcksel		
	82,10 – 82,30	Molluskenreste, Pflanzenhäcksel	<i>Succinea / Oxyloma</i>	Feuchstandorte
	82,70 – 82,85	Molluskenreste, Pflanzenhäcksel	<i>Limacidae/ Agriolimacidae, Succinea / Oxyloma, Vallonia costata, Arianta arbustorum, Trochulus sp. (nicht hispidus), Cepaea sp. ?</i>	feuchte Auen, mittel-feuchte Gehölzstandorte und lichte, trockene Gehölze
	84,70 – 84,85	Molluskenreste, Pflanzenhäcksel	unbestimmbar	
	86,20	Molluskenreste, Pflanzenhäcksel	unbestimmbar	
	110,70 – 111,00	Pflanzenhäcksel		
	111,20 – 111,50	steril		
	117,25 – 111,40	Molluskenreste	unbestimmbar	
	119,50 – 119,70	Molluskenreste	<i>Clausiliidae</i>	
	119,70 – 120,00	Molluskenreste	<i>Clausiliidae, cf. Succinea</i>	feuchte Fels-habitate
	132,50	steril		
Viernheim-Formation	152,00	Molluskenreste	unbestimmbar	
	175,60	Molluskenreste	<i>Bythinia sp.</i>	Gewässer
Einzelproben aus der Meißelbohrung				
LU1	ca. 67 m	Molluskenreste	unbestimmbar	
LU2	ca. 67 m	steril		
LU3	ca. 124 m	Molluskenreste	cf. <i>Succinea / Oxyloma</i>	

Die bestimmbareren Arten bzw. Formen haben allesamt rezente Vertreter, deren Standortansprüche bekannt sind:

- Die rezente Formengruppe *Succinea/Oxyloma* umfasst Arten, die sich anatomisch sehr ähnlich sind. Es handelt sich um Landlungenschnecken, die zwar recht eng an Gewässer gebunden leben, jedoch nicht amphibisch vorkommen. Sie brauchen feuchte Standorte mit Pflanzenbewuchs (z. B. Feuchtwiesen und Auwälder, auch zeitweilig überflutete Standorte kommen in Frage).
- *Limacidae/Agriolimacidae* sind landlebende Nacktschnecken, die feuchte Biotope bevorzugen. Sie tragen als Schutz für ihre inneren Organe unter dem Mantelschild einen kalkigen Schalenrest (also eine innere Schale).
- *Vallonia costata* ist rezent holarktisch verbreitet und lebt besonders an trockenen, offenen Standorten
- *Arianta arbustorum* ist eine gehäusetragende Landlungenschnecke, die nur geringe Standortansprüche hat, aber feuchte Habitats bevorzugt.
- *Cepaea* sp. ? sind ebenfalls Landlungenschnecken, die in Europa heimisch sind und während ihrer Aktivitätsperiode im Sommer Algen abweiden.
- *Trochulus* sp. (die Haarschnecke) gehört zu den Laubschnecken. Die Gattung ist paläarktisch verbreitet und lebt häufig in der Laubstreu, an Bäumen aber auch an offenen Standorten, jedoch in der Regel nicht zu trocken.
- Clausilien sind Landlungenschnecken, die rezent vor allem in Süd- und Osteuropa verbreitet sind. Sie bevorzugen warme, humusreiche Böden, Wälder mit totem Holz und teilweise sogar Trockenstandorte.
- *Bithynia*-Arten leben rezent von Europa bis Westsibirien in gemäßigtem bis warm-gemäßigtem Klima. Bithynien bevorzugen stehende bis langsam fließende Gewässer, meist mit schlammigem Grund und Pflanzenwuchs.

Einzig die Probe aus 82,70–82,85 m Teufe enthält eine halbwegs aussagekräftige Fauna, die nur Landlungenschnecken umfasst. Nach der Zusammensetzung ist eine Umgebung mit Pflanzenbewuchs und feuchten wie auch trockenen Bereichen für diese Teufe wahrscheinlich.

Der Nachweis von Clausilien in den Proben um 119 m Teufe spricht für klimatisch günstige Bedingungen.

Bithynia in der Probe aus 175,60 m Teufe ist die einzige erkannte wasserlebende Gattung. Sie deutet auf limnische Ablagerungsbedingungen hin, was durch den sedimentologischen Befund bekräftigt wird.

Die paläontologischen Befunde sind sehr dürftig. Weder können Aussagen zur Molluskenstratigraphie gemacht werden, noch ist es möglich den spezifischen Einheiten (Formationen) typische Faunen oder Artenspektren zuzuordnen.

Literatur

- BUNESS, H., GABRIEL, G. & ELLWANGER, D. (2008): The Heidelberg Basin drilling project: Geophysical pre-site surveys. – E & G, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 338-366.
- BUNESS, H. & GABRIEL, G. (2012): Reflexionsseismische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord und Viernheim. – LGRB-Informationen, **26**: 194–209 (dieser Band)
- FIEBIG, M. (1999): Zur geologischen Aufnahme von quartären Lockergesteinen. – Z. geol. Wiss., **27**, 1-2: 135-152.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, R.O., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2008): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – E & G, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 316–337. – Online unter <http://quaternary-science.publiss.net/issues/58/articles/788>
- HAHNE, J., ELLWANGER, D., FRANZ, M., STRITZKE, R. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2012): Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben – eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes. – LGRB-Informationen, **26**: 119–154 (dieser Band)
- HOSELMANN, CH. (2008): The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany). – E & G, Quat. Sci. J., **57/3-4**: 286–315.
- HUNZE, S., BAUMGARTEN, H. & WONIK, T. (2012): Zyklostratigraphie der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord und Korrelation lithostratigraphischer Formationen im Heidelberger Becken aus Bohrlochmessungen. – LGRB-Informationen, **26**: 181–194 (dieser Band).
- LithoLex (2011 ff.): Online-Datenbank: <http://www.bgr.bund.de/litholex>. Hannover, BGR.



- MENZIES, J. & ELLWANGER, D. (2012): Micromorphology of the Mannheim Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben. – LGRB-Informationen, **26**: 87–106 (dieser Band).
- MENZIES, J. (in Vorber. a): Micromorphology of the Ludwigshafen Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben.
- MENZIES, J. (in Vorber. b): Micromorphology of the Viernheim Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben.
- MENZIES, J. (in Vorber. c): Micromorphology of the Iffezheim Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben.
- ROLF, C. & HAMBACH, U. (2012): Erste Ergebnisse zur Magnetik der Sedimente des Heidelberger Beckens (Bohrung UniNord). – LGRB-Informationen, **26**: 163–170 (dieser Band).
- SIMON, T. (2012): Herkunft und Transport der Sedimente in der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord. – LGRB-Informationen, **26**: 107–118 (dieser Band).
- Für Anhang 2 verwendete web-basierte Nachschlagewerke:
- BEHRENDT, A.: <http://www.allesumdieschneck.de>
- NORDSIEK, R.: <http://www.molluscs.at>
- UNIVERSITÄT GÖTTINGEN: <http://www.animalbase.uni-goettingen.de>
- WIESE, V.: <http://www.mollbase.de>





LGRB-Informationen	26	S. 87 – 106	41 Figs.	1 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	-----------	-------------	----------	--------	------------------------------

Micromorphology of the Mannheim Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben

JOHN MENZIES & DIETRICH ELLWANGER

Inhalt

Abstract	89
Kurzfassung	89
1 Introduction	90
2 Sample acquisition, preparation and thin section production	90
3 Macrosedimentology	91
4 Microsedimentology	91
5 Microsedimentology and comparison with macrosedimentology of the Mannheim Formation	94
6 Summary	96
<i>Acknowledgements</i>	96
<i>References</i>	96

Authors: Dr. JOHN MENZIES (e-mail: jmenzies@brocku.ca) • Department of Earth Sciences, Brock University • St. Catharines, Ontario, Canada L2S 3A1 ; Dr. DIETRICH ELLWANGER (e-mail: dietrich.ellwanger@rpf.bwl.de) • Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg • Albertstraße 5, D-79104 Freiburg i.Br., Baden-Württemberg, Germany





LGRB-Informationen	26	S. 87 – 106	41 Figs.	1 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	-------------	----------	--------	------------------------------

Micromorphology of the Mannheim Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben

JOHN MENZIES & DIETRICH ELLWANGER

Keywords: micromorphology, clastic microfacies interpretation, Mannheim Formation, Heidelberg Basin

Schlagworte: Micromorphologie, klastische Mikrofazies-Interpretation, Mannheim-Formation, Heidelberger Becken

Abstract

Micromorphological analyses of a series of samples of the top 56 metres, constituting the Mannheim Formation, in the Heidelberg UniNord I core extracted from Rhine Valley near Heidelberg in the Upper Rhine Graben were examined and compared to previous macrosedimentological data. The sediment sequences in this part of the Rhine Basin reflect the geomorphic, biotic and climatic activities as translated into the sedimentary sequences found at Heidelberg. Based on micromorphology, the sediments attest to forming within a fluvial environment at times within the river channel and/or in point bar avulsion sites where localized debris flows had occurred, and at other times within a broad floodplain some distance from the main river channel and, finally, within abandoned meanders. The sediments reveal evidence of localized flooding events, of debris flows both with organics incorporated and at times and places with no organics, of localized poundings and short term lacustrine environments whilst in other places alluvial sedimentation dominates. Likewise the sediments act as proxy evidence of dramatic changes in climate over the period of deposition illustrative of cool periglacial tundra-like conditions and of milder forested temperate environments. A strong link can be observed between macro- and microstratigraphic evidence, the latter revealing even more detailed and valuable sources of information.

Kurzfassung

Die Ergebnisse der mikromorphologischen Analyse von Proben aus den oberen 56 m (Mannheim Formation) aus der Kernbohrung Heidelberg UniNord I aus dem Oberrheingraben bei Heidelberg wurden mit bereits vorhandenen makrosedimentologischen Daten verglichen. Die Sedimentabfolgen in diesem Teil des Oberrheingrabens bei Heidelberg sind beeinflusst von geomorphen, biotischen und klimatologischen Abläufen.

Aus den mikromorphologischen Untersuchungen geht hervor, dass die Sedimente in einem fluvialen Ablagerungsraum gebildet wurden. Man kann drei Bereiche unterscheiden: (1) den Bereich der (Haupt-) Rinne des Flusssystemes, wo auch point bars erodiert oder, unter Beteiligung von debris flows, örtlich umgelagert wurden; (2) weite Überflutungsebenen, teilweise in beträchtlicher Entfernung zur Hauptrinne des Flusssystemes; (3) Altarme. In den Sedimenten lassen sich verschiedene Überflutungsereignisse nachweisen, es gibt debris flows mit und ohne organische Anteile am Sediment, aber auch kleine Pools bis zu zeitweise lakustrinen Ablagerungsräumen, während gleichzeitig in Nachbargebieten weiterhin fluviale Bedingungen vorherrschen.

Darüber hinaus kann man an den Sedimenten und Sedimentstrukturen teilweise dramatische Veränderungen der Klimabedingungen während ihrer Ablagerung erkennen: einerseits periglaziale

Verhältnisse in einer Tundra-artigen Umgebung, andererseits mildes, wohltemperiertes Klima mit Bewaldung. Es besteht eine enge Beziehung zwischen den makro- und mikrostratigraphischen Befunden, wobei letztere die detailliertere und wertvollere Informationsquelle darstellen.

1 Introduction

The opportunity to examine a core some 500 m in length taken from Rhine Valley near Heidelberg in the Upper Rhine Graben affords an almost unique insight into the sedimentological and associated geomorphic conditions under varying climate regimens over a period of approximately 600,000 years at the base to the present. The core exhibits a stratigraphy (Fig. 1) of alternating fluvial, mass movement, and lacustrine sedimentary environments formed under a range of climates from tundra to boreal to modern temperate conditions. Excellent preservation of the complete core has presented a unique opportunity to study the vertical sequence of sediments in a manner rarely achieved. The core can be divided at

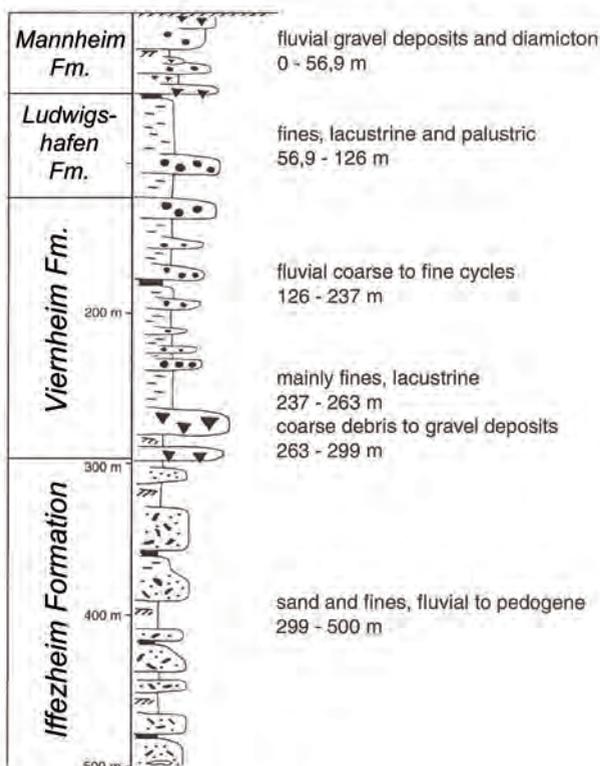


Fig. 1: Overview of the sediment succession at Heidelberg down to 500 m based on the UniNord boreholes of 2006 (interval from 0 to 190 m) and of 2008 (interval from 184 m to 500 m) (after ELLWANGER et al. 2008).

the macroscale into several distinct formations beginning at the base in the Iffezheim Formation at 500 metres, changing at approximately 300 metres, at a sharp erosional contact, into the Viernheim Formation, followed at 126 metres by the altogether fineclastic Ludwigs-hafen Formation and at 56.9 metres finally at another sharp contact into the topmost sediment sequence of the Mannheim Formation (ELLWANGER et al. 2005, 2008; BOENIGK & FRECHEN 2006).

The Mannheim Formation extends from a depth of 56.9 metres to the ground surface. Within the Formation 11 samples were successfully taken and from those 35 separate thin sections were manufactured (BOENIGK & FRECHEN 2006; ELLWANGER et al. 2008). The macrosedimentological succession of lithofacies reported by ELLWANGER et al. (2008) is shown in Fig. 2. This succession is based upon macrosedimentological examination of the core. The object of this paper is to examine the succession in microsedimentological detail. Recent work, for example, by van der Meer, Menzies and Phillips (VAN DER MEER et al. 2003; MENZIES et al. 2006, PHILLIPS 2006) have effectively demonstrated the value of microscopic examination of sediments and the resultant re-interpretation that often ensues from such work. It has become apparent that macro-scale studies alone do not give sufficient insight in the processes of sediment transport and final deposition, as well as, processes of erosion, weathering and diagenesis.

The site at Heidelberg within the Upper Rhine Basin is of immense interest not only in providing a very long and continuous sequence of sediments from surface to bedrock but in being within a fluvial system that is situated between the Alpine and Scandinavian Ice Sheets during the Pleistocene (BOENIGK & FRECHEN 2006; PREUSSER et al. 2010). The sediment sequences in this part of the Rhine Basin therefore reflect the geomorphic, biotic and climatic activities as translated into the sedimentary sequences found at Heidelberg UniNord (ANTOINE et al. 2001). This sequence of sediments that constitute the Mannheim Formation is the subject of this paper.

2 Sample acquisition, preparation and thin section production

All samples from the Heidelberg UniNord site were obtained from approximately 1 m lengths of core stored in the BGR, Bohrkernmagazin Grubenhagen Facility close to Einbeck, near Hannover, Germany.

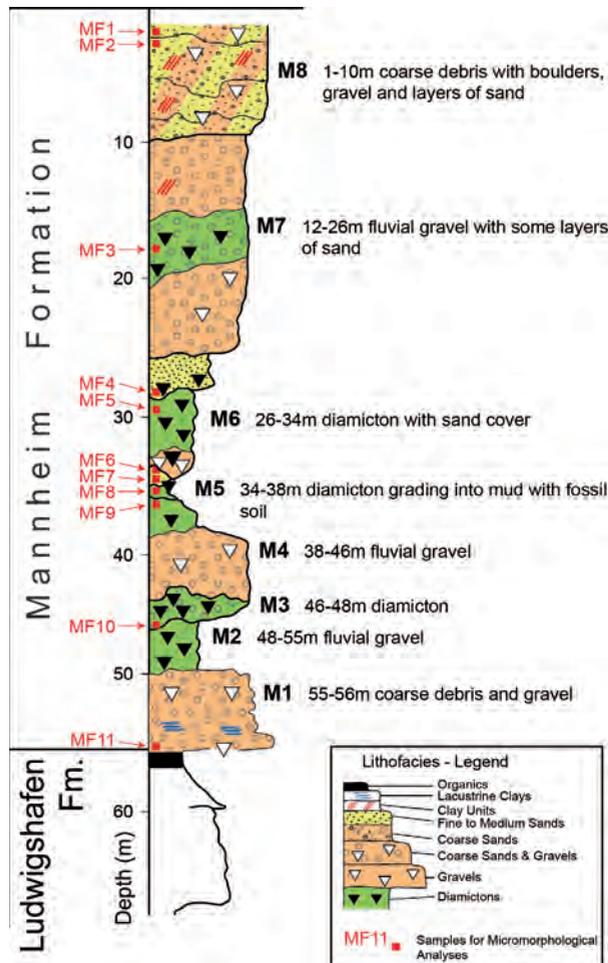


Fig. 2: The sediment succession of the Mannheim Formation in the Heidelberg UniNord research borehole. Sublithofacies units (M) show the sediment succession. Micromorphology samples (MF) show the location of samples (modified after ELLWANGER et al. 2008).

Samples of half-core sections were taken in an undisturbed state from the cores, in the summer of 2009, at approximately 20–35 cm intervals. Additional samples were taken where, on visual inspection, unusual or interesting areas of the core were noted. Each sample was then wrapped in a vacuum-sealed wrap and transported to the Laboratory at the Department of Earth Sciences, Brock University for subsequent impregnation and thin sectioning. In the laboratory the samples were unwrapped, air dried, placed in an epoxy resin bath, and impregnated following the method outlined by KEMP (1985) and VAN DER MEER (1987). On curing and hardening the samples were thin sectioned to approximately 35 µm in thickness and placed upon 5 X 7 cm glass slides for examination using a low magnification (< 50 X) petrological microscope. Sample naming such as HG2.60.70ax is derived as follows: HG refers to the site from which the sample was taken in other words Heidelberg, Germany (HG); the num-

bers indicate the depth at which the sample was taken; the letter 'a' refers to the cell on the particular thin section slide from which the image was captured, therefore there are typically a→n cells on a large slide, each cell is approximately 1 X 1 cm in size; and the letters p or x indicate whether the image was captured in plane light or cross-polarized light, respectively.

3 Macrosedimentology

The macrosedimentological succession of lithofacies reported by ELLWANGER et al. (2008) is shown in Fig. 2. According to visual examination of the cores, the sediments of the "Mannheim Formation" unit comprise mainly coarse-grained sediments of the Neckar. There are large clasts of red sandstone (Buntsandstein) with up to 30 cm in diameter in the upper part of the unit, and of grey limestone (Muschelkalk) at the bottom of the unit. Coarse gravel and sand dominate most of the succession, but some diamicton beds are present. The succession is two-parted by a reddish clay within diamicton that is interpreted as a fossil soil, presumably representing the Eemian (ELLWANGER et al. 2008), and further divided into subunits. They are composed of lithofacies units as shown in Table 1 (units with * indicate that samples for microsedimentological analysis were inspected).

4 Microsedimentology

For figures 3-40 see pages 97 to 106. **Sample MF1(HG2.60.70)** is a light brown coarse gravel that contains a range of small to large subrounded to rounded pebbles with a relatively high matrix content of fine to medium fine sand. In **HG2.60.70ax** (Fig. 3) fine grained infilling can be noted as well as iron staining possibly indicative of translocation of pedological influences. In **HG2.60.70cx** (Fig. 4) the thin section reveals a distinct change in grain size from coarse sands at the bottom of the section to finer clay and an iron stained matrix at the top. In **HG2.60.70dp** (Fig. 5) a zone of much finer sands can be noted with a possible water escape structure visible in the centre of the section. Some evidence of bedding can be seen in this section. In **HG2.60.70ex** (Fig. 6) the fine grained matrix can be observed seemingly squeezed around the large clast in the centre right. Grain edge-to-edge contacts can also be observed. In **HG2.60.70fx** (Fig. 7) marked staining possibly from clay translocation can be noted, as can some lineations to the left of the large clast in the upper right of the photomicrograph.

Subunit M8 “Neckar Fan outlet”

0-2.50 m	no cores
2.50-4.00 m	**diamictic unit with large clasts and a matrix of sand to silt and clay
4.00-7.00 m	gravel with rounded pebbles and larger clasts of red sandstone
7.00-7.25 m	large clast (red sandstone)
7.25-8.15 m	gravelly sand with rounded pebbles of grey limestone and red sandstone
8.15-8.70 m	coarse gravel with poorly rounded clasts and with high matrix content
8.70-8.90 m	light brown sand with few rounded pebbles
8.90-9.30 m	coarse gravel, poorly rounded clasts with high matrix content
9.30-9.60 m	large clast (red sandstone)

Subunit M7 “Neckar fluvial gravel and sand”

9.60-11.20 m	coarse gravel with poorly rounded clasts, mainly red sandstone
11.20-13.95 m	light brown sand and gravel with rounded clasts
13.95-14.00 m	sandy silt
14.00-15.05 m	gravel with high matrix content of light brown, fine to coarse sand
15.05-15.90 m	gravel with rounded limestone pebbles, poorly rounded red sandstone clasts, matrix of lt, brown sand
15.90-16.00 m	laminated silt and fine sand, at the base 2 cm of clay
16.00-16.55 m	light brown sand
16.55-16.60 m	brownish silt
16.60-17.50 m	sandy gravel, mostly limestone pebbles, some red sandstone
17.50-18.00 m	large clasts of red sandstone, matrix of light brown gravelly sand
18.00-25.20 m	*gravel with high content of light brown sand, rounded limestone pebbles & subrounded clasts of red sandstone
25.20-25.70 m	grey-brown gravelly sand

Subunit M6 “Diamiction grading into sand”

25.70-27.50 m	sand and gravel, with high content of pale-brownish fine sand matrix
27.50-27.60 m	diamictic silt
27.60-29.00 m	*coarse sand and gravel with a pale-brownish matrix of fine sand and silt
29.00-31.00 m	*pale-brownish diamiction subrounded limestone pebbles and only few poorly rounded clasts of red sandstone
31.00-34.10 m	brown diamiction of poorly rounded clasts of red sandstone in a matrix of silt and sand
34.10-34.25 m	large clast of red sandstone
34.25-34.70 m	diamictic gravel of pebbles and clasts in light-brown silt matrix

Subunit M5 “Diamiction grading into decalcified silt and clay (Eemian fossil soil)”

34.70-36.30 m	**decalcified brown silt and clay
36.30-36.70 m	*decalcified brown silt and clay with white calcite nodules
36.70-37.50 m	*brown diamiction of subrounded clasts in a matrix of silt and sand
37.50-38.00 m	diamictic gravel with a matrix of silt and sand
38.00-38.20 m	large clasts of red sandstone (assumed diamictic though matrix lost)

Subunit M4 “Neckar fluvial gravel and sand”

38.20-38.50 m	light brown laminated sand
38.50-41.05 m	gravel of grey limestone pebbles
41.05-41.10 m	light brown sand
41.10-42.00 m	coarse gravel of red sandstone clasts and limestone pebbles
42.00-42.35 m	core destroyed
42.35-44.00 m	coarse gravel with clasts of red sandstone and limestone and with a matrix of light brown silty sand
44.00-45.00 m	graded gravel
45.00-45.60 m	coarse gravel with poorly rounded clasts of red sandstone
45.60-46.00 m	light brown sand

Subunit M3 “Diamiction”

46.00-48.10 m	*brown diamiction of red sandstone clasts and limestone pebbles in a matrix of fine sand, silt and some clay
---------------	--

Subunit M2 “Neckar fluvial gravel and sand”

48.10-48.60 m	gravel with much limestone
48.60-48.90 m	brown silt and clay with diamictic gravel
48.90-49.60 m	core destroyed
49.60-53.30 m	gravel of rounded limestone pebbles with some large poorly rounded clasts of red sandstone
53.30-53.50 m	reddish brown sand grading into silt and clay
53.50-55.00 m	gravel of rounded limestone pebbles and clasts of red sandstone

Subunit M1 “Coarse debris and gravel at the Base of the Mannheim Formation”

55.00-55.60 m	large clasts of limestone (Muschelkalk), part of core lost
55.60-56.00 m	coarse gravel and poorly rounded clasts of limestone and red sandstone
56.00-56.20 m	*large limestone & red sandstone clasts, matrix of the underlying sandy fines of the Ludwigshafen Formation

Tab. 1: Lithofacies subunits within the Mannheim Formation (see locations as shown in Fig. 2).



From the evidence presented in these thin sections it seems likely that this lithofacies unit is colluvial/alluvial sediment that has undergone pedogenesis. This sediment probably was deposited in an ephemeral river channel environment within a floodplain.

Sample MF2 (HG3.75.85) is similar to the sample above in matrix colour and clast content, shape and size. However, this sample contains a much greater quantity of finer matrix and subrounded clasts. In **HG3.75.85ax** (Fig. 8) a large number of rounded clasts can be noted that exhibit no edge to edge contact breakage and there no alignment of clasts while the matrix has a high clay content (**HG3.75.85bp**) (Fig. 9). In many places the sediment appears to exhibit a clast-supported framework (**HG3.75.85dp**) (Fig. 10) where occasional clay argillans do occur (**HG3.75.85ex**) (Fig. 11). In other areas of this sediment a matrix-supported framework of skelsepic clays appear (**HG3.75.85fp**) (Fig. 12).

This lithofacies unit is almost identical to the unit stratigraphically above. However it contains a higher clay content and shows evidence of clay translocation (cf. ANTOINE et al. 2001). Again this unit is of colluvial or alluvial origin possibly occasionally flooded by slack waters with high clay content or saturated by heavy rain storms or river flood waters.

Sample MF3 (HG18.50.55) is a coarse light brownish yellow diamicton with a fine sand matrix. In **HG18.50.55ax** (Fig. 13) can be seen the clast-supported nature of this diamicton with a very limited fine sand/silty matrix present.

The evidence from this thin section implies a coarse diamictic type unit which, possibly based upon overlying alluvial/colluvial material, may be debris flow material within an alluvial floodplain environment. Since it is diamictic it is likely to be a localized mass movement event, possibly a short distance debris flow, due to river undercutting. Since there is no evidence of organics in this thin section it is unlikely to have been a bank or terrace debris flow but more likely to have occurred within an active flood plain environment as part of an avulsion event.

Sample MF4 (HG28.75.90) is a coarse light brown sandy/silty clast-supported diamictic unit. In **HG28.75.90cp** (Fig. 14) the clast-supported nature of the unit can be seen with occasional large well-rounded clasts (**HG28.75.90dx**) (Fig. 15).

This unit appears to be an alluvial or colluvial sediment that in all likelihood, based upon the lithofacies above and below this unit, part of a broad

flood plain environment where either sedimentation was relatively rapid and/or occurred when little or no vegetation occurred in the local area.

Sample MF5 (HG29.60.80) is a light pinkish brown sandy diamictic unit with significant clay content. It contains several larger well-rounded clasts oriented near to the horizontal. Within this unit smaller angular crushed grains can be noted (**HG29.60.80ax/fx**) (Figs. 16, 17). Many grains within an imbricate structure exhibit weathering rinds (**HG29.60.80bp / dp**) (Figs. 18, 19).

This lithofacies is similar to those units above that all appear to be part of a colluvial or alluvial environment.

Sample MF6 (HG34.70.85) is light orange brown medium to coarse sand that, in hand specimen, appears massive. The sample contains a few small clasts but is not as massive as at the macroscale and contains many small clay inclusions that appear to be deformed argillans possibly evidence of a fossil soil horizon (**HG34.70.85ap/bp/cx**) (Figs. 20, 21, 22).

This lithofacies appears to be of alluvial or colluvial origin part of a coarsening upward sequence that continues up into **HG29.60-29.80** then **HG28.75 -28.90** and finally into a diamictic unit at **18.50-18.60**. Based upon macrostratigraphic data it seems likely that sediment from just below 34.70 m upwards to at least 18.50 m may be an upwardly changing component of a soil surface that was subsequently inundated by fluvial processes.

Sample MF7 (HG35.0.10) is light brown yellow massive sand with clasts scattered throughout the unit. It is similar to sample **HG34.70-34.85** above. In samples **HG35.0.10ap/fp** (Figs. 23, 24) subangular clasts exist throughout the unit with occasional rotational structures and lineations clearly visible. In a few cases grain stacks can be observed. This sample has a diamictic appearance and may be a relatively matrix-poor diamicton. Deformed argillans can be observed in many locations with this sample (**HG35.0.10dp/gp**) (Figs. 25, 26). In several places within this sample clear vertical banding can be observed (**HG35.0.10hp**) (Fig. 27).

It is likely that this sample exhibits characteristics of slumped alluvial sediments possibly part of an alluvial fan system within a complex active fluvial environment with a possible fossil soil at 34.70 m (cf. RUST & KOSTER 1984; WALKER & CANT 1984; SMITH et al. 1989).

Sample MF8 (HG36.45.55) is dark brown massive coarse grained sandy diamictic unit. In **HG36.45.55ax** (Fig. 28) banding can be clearly observed as can lineations. The bands are composed of massive fine sands and diamictic units containing subangular clasts of varied provenance. In **HG36.45.55bp** (Fig. 29) evidence of plastic deformation can be seen in the various microstructures present. Various domains of differing sediment subfacies can be noted in **HG36.45.55dx** (Fig. 30) that possibly exhibit a slight polygonal pattern possibly indicative of the repeated melting and freezing processes of freeze thaw. Finally, in **HG36.45.55ex** (Fig. 31) what appears to be a vertical water escape structure can be noted in the left centre of the photomicrograph.

This unit exhibits characteristics of sand that has been rapidly deposited probably within an alluvial environment in which some clasts have been scavenged into the system possibly having simply fallen in from a surrounding undercut bank or terrace and in which, due to the rapidity of deposition, small water escape structures have developed. This sediment appears to be a fining upward unit from underlying much more clast-rich sandy diamictic gravel.

Sample MF9 (HG37.15.25) is a light brown to orange coloured sandy diamictic gravel. In **HG37.15.25ap** (Fig. 32) coarse sand clasts can be observed with a very tight packing arrangement, yet with relatively few edge-to-edge grain breakages. In **HG37.15.25bx** (Fig. 33) there are, in addition, clay fragments present. Also in the lower left centre of the photomicrograph can be seen evidence of a weathering rind around a large subrounded clast.

This unit would appear to be a coarse diamictic sand that is likely a debris flow within an alluvial environment or possibly a flow from an avulsion event.

Sample MF10 (HG46.40.50) is a fine-grained diamictic unit that contains a number of subrounded large clasts. In **HG46.40.50cp** (Fig. 34) the nature of the high clay-rich matrix can be observed within which a large number of subrounded to rounded clasts can be seen. Some of the clay matrix appears to exhibit plastic deformation. In **HG46.40.50ex** (Fig. 36) in addition to the clay matrix, occasional 'rods' of clay can be noted. In **HG46.40.50fp** (Fig. 35) organic remains can be seen that exhibit a cellular structure. These organic remains appear to be a series of subrounded units possibly indicative of some form of algal mat.

This unit is likely part of a debris flow sequence within an alluvial plain where in some cases organics

were inundated by side wall debris flows indicative of a more temperate climate where some organics were colonizing.

Sample MF11 (HG56.15.30) is a light brown silty clay with distinctive folding and deformation of laminated clays lying close to the lower contact of the Mannheim Formation with the underlying Ludwigshafen Formation. In **HG56.15.30ax** (Fig. 37) distinct shear banding of clays can be seen with clear C'-type shear bands (cf. PASSHIER & TROUW 1996; DENIS et al. 2007, 2010). In **HG56.15.30cp** (Fig. 38) distinctive low amplitude folding can be seen with discrete angular clay fragments occurring through-out the sediment. The clays in many places appeared to be attenuated, yet have remained angular, which would suggest they were frozen during deformation. This form of brecciation is seen in most thin sections of this unit. At higher magnification **HG56.15.20gp** (Fig. 39) shows not only the clay fragments but a distinctive water escape structure passing from bottom left to upper centre right of the image. Image **56.15.30hp** (Fig. 40) is a heavily deformed unit that indicated a high degree of plastic deformation prior to final deposition.

This unit acts as the transitional facies unit to the underlying Ludwigshafen Formation. The presence of heavily deformed sediment, angular clay shards and indications of possibly freezing conditions suggest that this unit may be indicative of a relatively dry climate, almost tundra-like (periglacial) in which the deformation may be the result of solifluction-type mass movement into this area of the basin.

5 Microsedimentology and comparison with macrosedimentology of the Mannheim Formation

In comparing microstratigraphic with macrostratigraphic information (Table 1, Figs. 2 & 41) for the Mannheim Formation it is only too apparent that much is gleaned from the micromorphic data that substantiates and supports, in detail, that what was learned from macrosedimentological interpretation (ELLWANGER et al. 2005, 2008). It is evident that within the Mannheim Formation sediments there are clear indications of, at least, four distinct climate changes.



From the oldest to the youngest sediments within the formation, beginning at approximately 56 metres a periglacial/tundra-like climate regimen can be observed that ameliorates to a more temperate climate at around 46 metres then swings back to a periglacial/tundra-like climatic environment at approximately 37 metres, this is followed by temperate climate conditions from around 35-30 metres with evidence of fossil soil horizon at ~34.70 m. This milder climatic regime continues to the top of the formation where in the last few metres evidence of modern pedological soil formation becomes apparent.

When comparing sub-lithostratigraphic units M1 to M8 (Fig. 2) some new and important aspects are revealed, namely:

(1) A coarse sediment impulse indicates the beginning of the Mannheim Formation is related to cold climate conditions (M1).

(2) The diamicton in M3 includes not only clay but also reworked organics indicative that scavenged organics were incorporated into this diamicton symptomatic of warmer climatic conditions prior to M3 being deposited in M2. This is of special interest in comparison with the diamictons in M5 where no organics but some clay was observed possibly indicative of much cooler climatic conditions occurring prior to M5 deposition in M4 (see Fig. 42).

(3) a series of coarsening upward sequences of lithofacies can be detected in both the micro-morphic data and in the macrostratigraphic units beginning, for example, at 34.7 m in M5, 28.75 m in M6 and 18.5 m in M7, all indicative of fundamental changes in riverine dynamics linked to general regional climate change of the surrounding terrain from M5 to M6 of a cooling phase while at M7 possibly a change from cooler to more ameliorative conditions. In all coarsening sequences significant discharge changes in river flow may have triggered

phases of higher bedloads being transported or reductions in surrounding vegetative cover.

Based upon detailed micro-morphology the sediments can attest to originating within a fluvial environment at times within the river channel and/or in point bar avulsion sites where localized debris flows have occurred, and at other times within a broad floodplain at a distance from the main river channel and, finally, within abandoned meanders. The sediments reveal evidence of localized flooding events, of debris flows both with organics incorporated and at times and places with no organics, of localized poundings and short term lacustrine environments whilst in other places alluvial sedimentation dominates (Fig. 41).

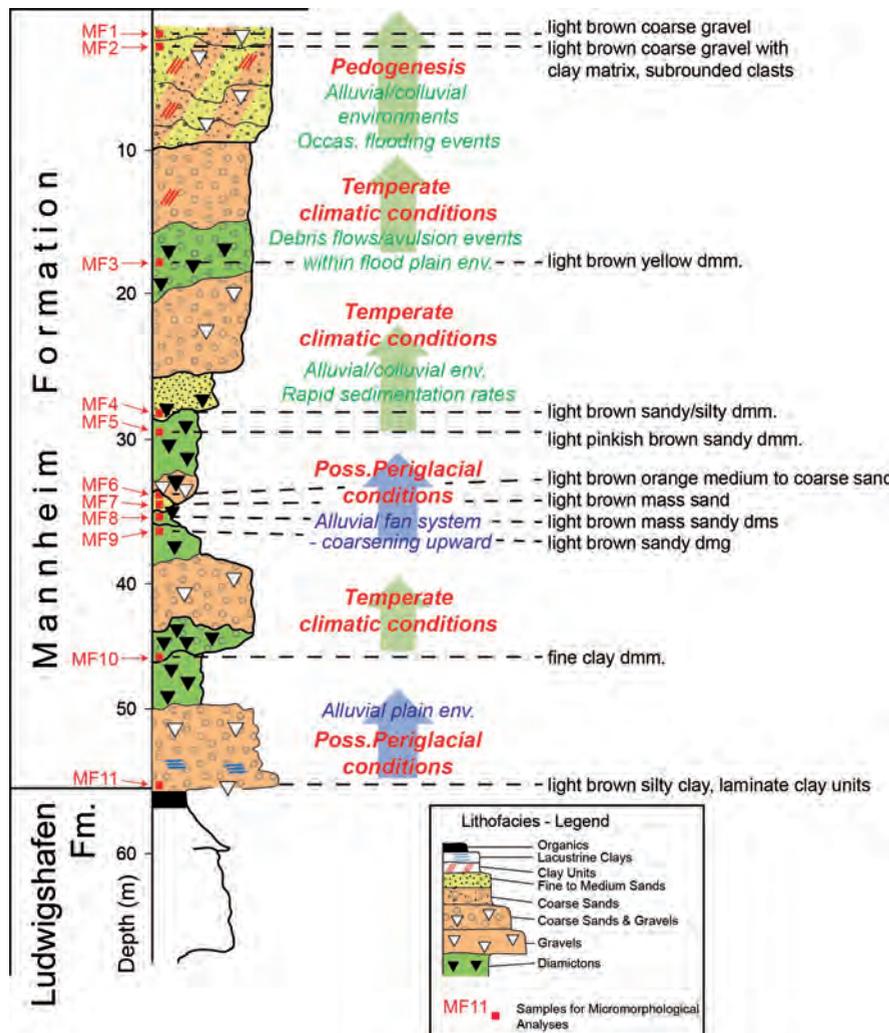


Fig. 41: A composite diagram of the Mannheim Formation showing the likely locations of climate changing conditions through the core (modified from ELLWANGER et al. 2008); [dmm = diamicton massive matrix supported, dms = diamicton massive high sand content, dmg = diamicton massive high gravel content].

Fig. 41 illustrates a more detailed inventory of the stratigraphic sequence of the Mannheim Formation as observed in thin section compared with Fig. 2 where only microsedimentology was available. Both figures are remarkably similar, as would be expected, but the added information from micromorphology lends much greater intrinsic detail to the oscillations of sediment deposition and associated climatic signals that occurred in the accumulation of sediments that composed the Formation. Periglacial/tundra-like climatic conditions occur at 56 and 37 metres depth.

6 Summary

The Mannheim Formation is clearly a complex alluvial – colluvial accumulation of sediments related to the nearby fluvial system in the Upper Rhine Graben. All the thin sections reveal a composite sequence of flooding, overbank flow conditions, likely river bank undercutting, localized debris flows and, in the lowest and middle parts of the Formation, evidence of periglacial solifluction conditions occur. In many places within the stratigraphic sequence evidence of organics can be detected illustrative of a relatively mild prevailing climate of temperate to possibly boreal vegetation. In some places within the formation what appear to be algal mats occur. At the upper part of the formation clear evidence of a paleosol can be detected suggesting that surface stabilization had finally occurred possibly indicative that the river channel had at last moved some considerable distance from this part of the basin. Prior to the soils being developed, the Mannheim Formation seems to have been a very active and dynamic sedimentary alluvial/colluvial environment.

This investigation using micromorphological analyses provides a more detailed and precise picture of sedimentological and biotic and climatic conditions throughout and during deposition of the Mannheim Formation. Subtle changes in climate can be detected as can changes in surface processes at a very localized and detailed level.

Acknowledgements

JM wishes to thank his research group at Brock University in particular MIKE LOZON for his superb draughtsmanship, and especially MARTY OUELLETTE for getting the samples in Einbeck and making such superb thin sections.

References

- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.-D., ZÖLLER, L., LANG, A., MUNAUT, A.-V., HATTÉ, C. & FONTUGNE, M. (2001): High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. – *Quat. Internat.*, **76-77**: 211-229.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. – *Quat. Sci. Rev.*, **25**: 550-574.
- DENIS, M., BUONCRISTIANI, J.-F., KONATÉ, M. & GUIRAUD, M. (2007): The origin and glaciodynamic significance of sandstone ridge networks from the Hirnantian glaciation of the Djado Basin (Niger). – *Sedimentology*, **54**: 1225-1243.
- DENIS, M., GUIRAUD, M., KONATÉ, M. & BUONCRISTIANI, J.F. (2010): Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: Evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). – *Int. J. Earth Sci.*, **99**: 1399-1425.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., HOSELMANN, C., LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & WEIDENFELLER, M. (2005): The Heidelberg Drilling Project (Upper Rhine Graben, Germany). – *Quaternaire*, **16** (3): 191-199.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, O. R., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J., HEINZ, J. (2008): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – In: GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (eds.), *The Heidelberg Basin Drilling Project. E&G, Quat. Sci. J.*, **57** (3/4): 316-338.
- KEMP, R. A. (1985): *Soil Micromorphology and the Quaternary*. – Quat. Research Assoc., Technical Guide No. 2, 80pp.
- MENZIES, J., VAN DER MEER, J.J.M. & ROSE, J. (2006): Till - as a Glacial „Tectomict“, its internal architecture, and the development of a „typing“ method for till differentiation. – *Geomorphology* **75**: 172-200.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (1996): *Micro-tectonics*. – 289 pp.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- PHILLIPS, E. R. (2006): Micromorphology of a debris flow deposit: Evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement. – *Quat. Sci. Rev.*, **25**: 720-738.
- PREUSSER, F., REITNER, J. & SCHLÜCHTER, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. – *Swiss J. Geosci.*, **103**: 407-426.
- RUST, B.R. & KOSTER, E.H. (1984): Coarse alluvial deposits. – In: WALKER, R. G. (ed.), *Facies Models*, 2nd Edition. Geosci. Canada, Reprint Series, **1**: 53-69; Toronto.
- SMITH, N.D., CROSS, T.A., DUFFICY, J.P. & CLOUGH, S.R. (1989): Anatomy of an avulsion. – *Sedimentology* **3**: 1-23.
- VAN DER MEER, J.J.M. (1987): Micromorphology of glacial sediments as a tool in genetic varieties of till. – In: KUJANSUU, R. & SAARNISTO, M. (eds.), *INQUA Till Symposium, Finland 1985*. Geol. Surv. Finland Spec. Pap., **3**: 77-89.
- VAN DER MEER, J.J.M., MENZIES, J. & ROSE, J. (2003): Subglacial till: the deforming glacier bed. – *Quat. Sci. Rev.*, **22**: 1659-1685.
- WALKER, R.G. & CANT, D.J. (1984): Sandy fluvial systems. – In: WALKER, R.G. (ed.), *Facies Models*. Geosci. Canada, 71-89.



Figures 3 to 40

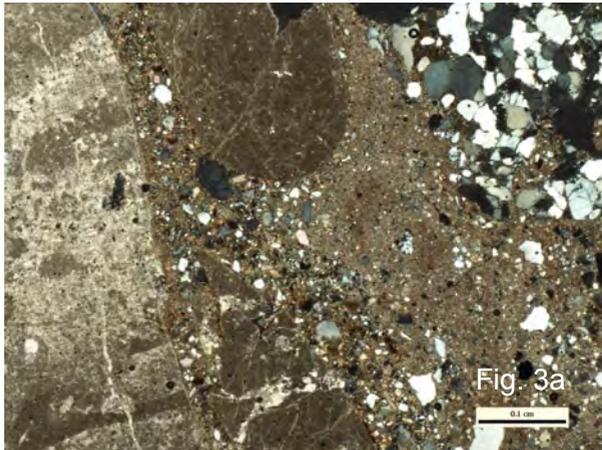


Fig. 3: HG2.60.70ax is fine grained fluvial sand with occasional coarser units and well rounded larger Clasts (MF1). Note the iron staining probably indicative of pedologic processes.

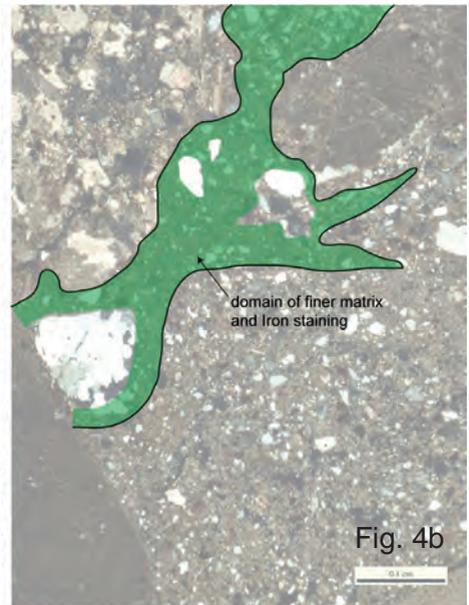
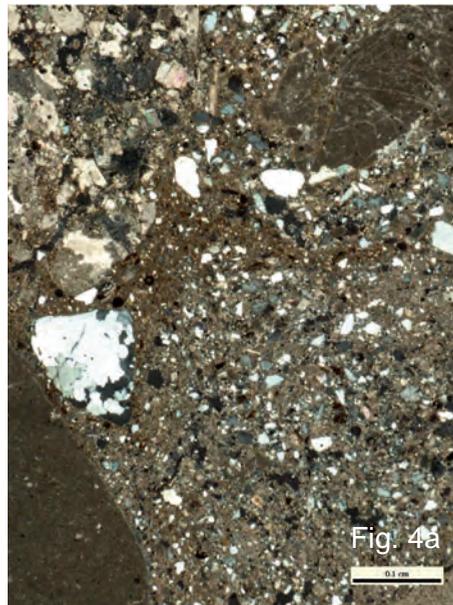


Fig. 4: HG2.60.70cx contains a medium to coarse sand in the lower half of the image and coarser sand in the upper portion. Note the intrusive band of finer matrix sediment containing iron stains possibly indicative of pedological processes and root penetration.

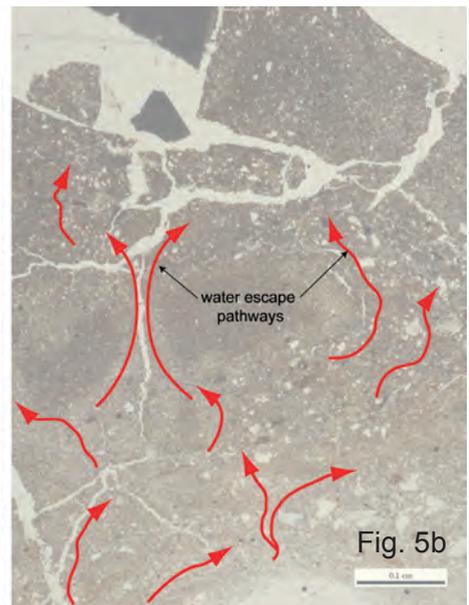
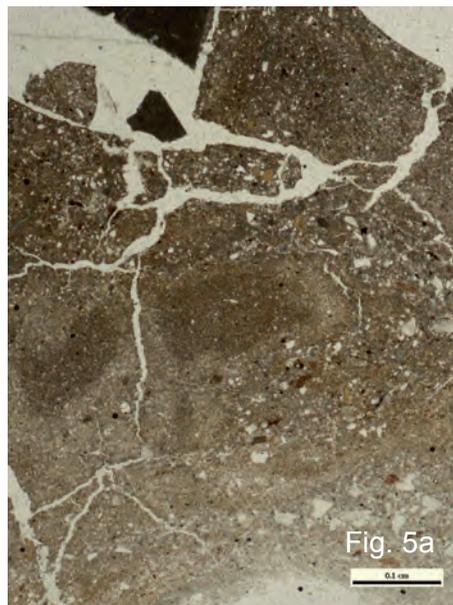


Fig. 5: HG2.60.70dp is fine sand with some slight evidence of structure possibly remnants of fluvial deposition within a riverine environment. Evidence of water escape suggests rapid deposition.

HG2.60.70ax

HG2.60.70cx

HG2.60.70dp

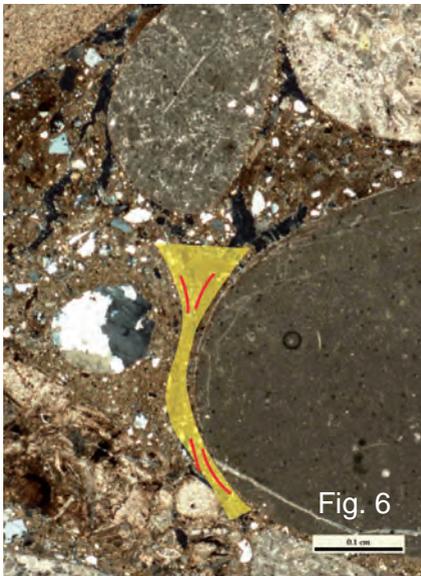


Fig. 6

HG2.60.70ex

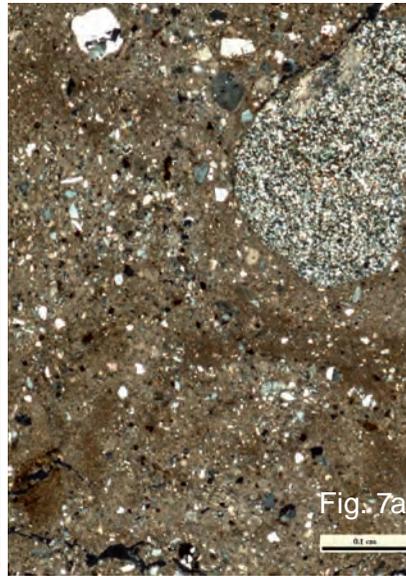


Fig. 7a



Fig. 7b

HG2.60.70

Fig. 6: HG2.60.70ex is a fine grained matrix squeezed between large well rounded clasts with some edge-to-edge clast breakage. This is likely a fluvial sediment possibly an avulsion unit or debris flow into the edge of a riverine location.

Fig. 7: HG2.60.70fx is a fine grained diamictic sediment with evidence of clay translocation, linear shear planes and clear evidence of non-pervasive deformation. This unit may be of colluvial or alluvial origin within a riverine setting.

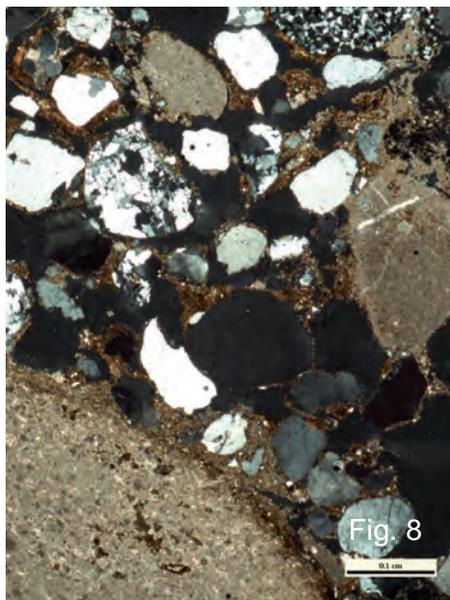


Fig. 8

HG3.75.85ax

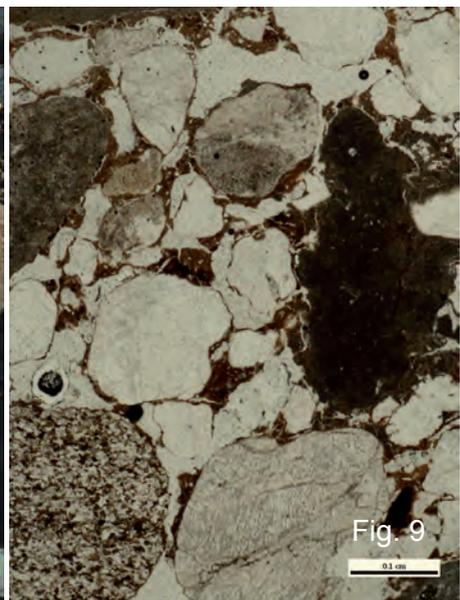


Fig. 9

HG3.75.85bp

Fig. 8: HG3.75.85ax is a fine grained matrix (MF2) with a cluster of well rounded clasts that exhibit no edge-to-edge breakage, no apparent along axis fabric alignment and appear coated with clay matrix. This is likely a debris flow unit within the riverine setting.

Fig. 9: HG3.75.85bp is from the same unit as Fig. 8 and a degree of compaction of well rounded grains within this unit. Note the clay coating the edges of the grains. This unit exhibits a degree of imbrications possibly indicative of a localized debris or point bar avulsion sediment.

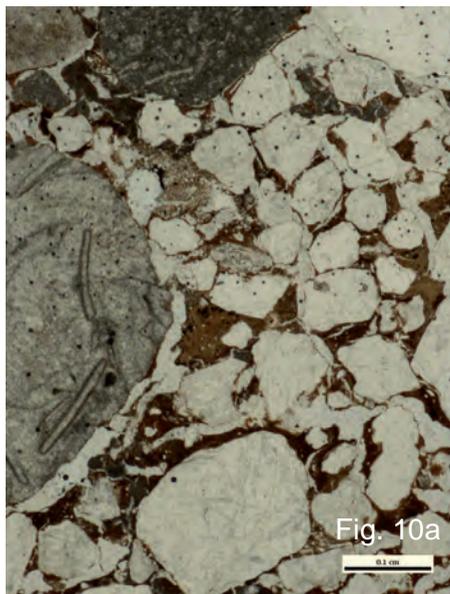


Fig. 10a

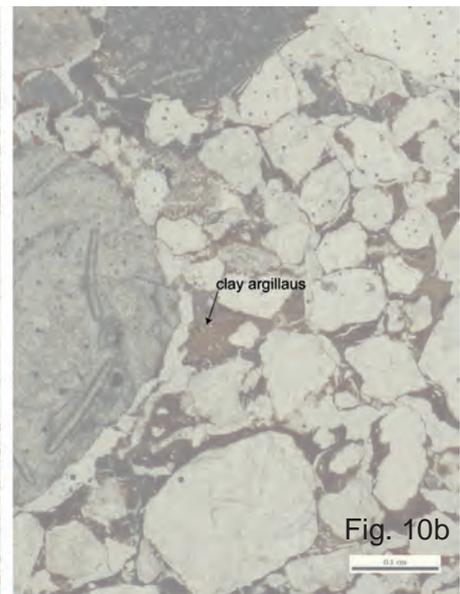


Fig. 10b

HG3.75.85dp



Fig. 10: HG3.75.85dp is from the same unit as Figs. 8 and 9 and reveals the clast supported framework of this debris-type unit. Note the presence of clay argillans in the sediment indicative of porewater induced clay translocation.

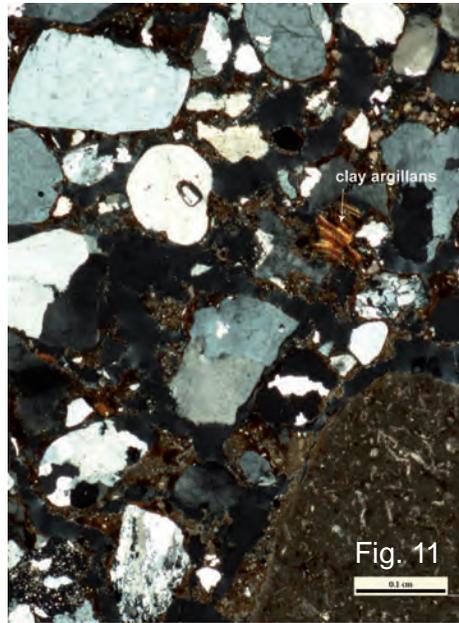


Fig. 11: HG3.75.85ex is a photomicrograph in polarized light of the same unit as in Figs. 8, 9, and 10 and reveals a clay argillans that exhibits evidence of localized stress deformation.

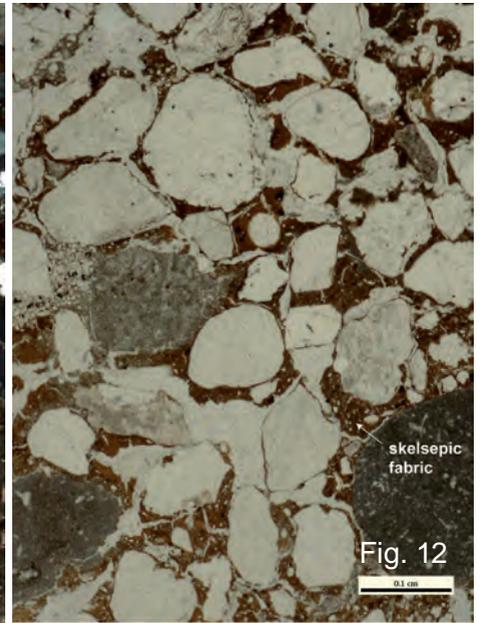


Fig. 12: HG3.75.85fp is another example of this same MF2 unit that reveals a skelsepic plastic fabric with clays coating individual grains.

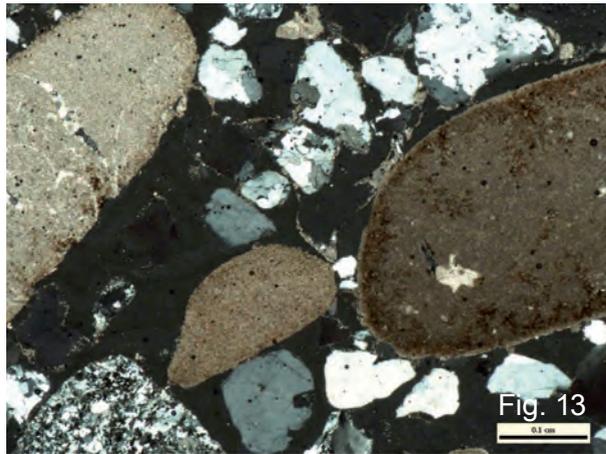


Fig. 13: HG18.50.55ax is a coarse light brown diamicton unit with fine sand (MF3). Note the clast-supported nature of this sample.

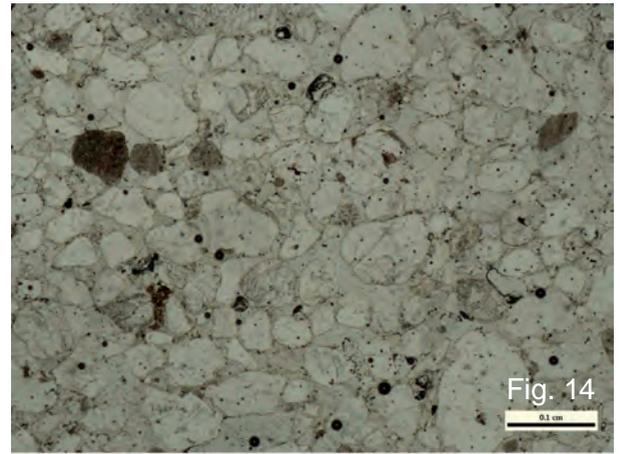


Fig. 14: HG28.75.90cp is a clast-supported unit of well rounded clasts (MF4). Note the degree of imbrications this unit is likely an alluvial/colluvial unit deposited within a riverine setting.

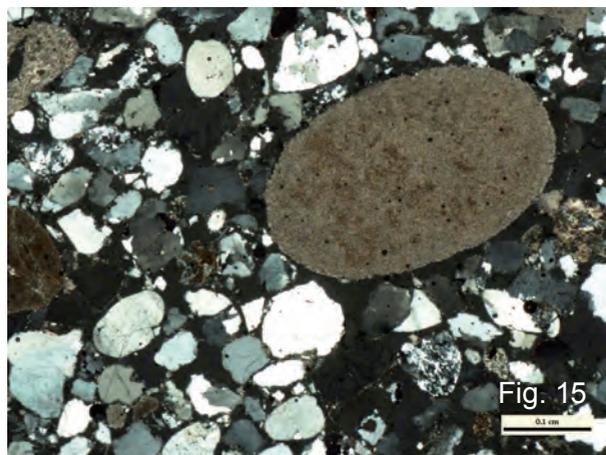


Fig. 15: HG28.75.90dx is from the same unit as Fig. 14 and shows a well rounded clast within a unit of other smaller rounded clasts indicative of a fluvial floodplain setting.

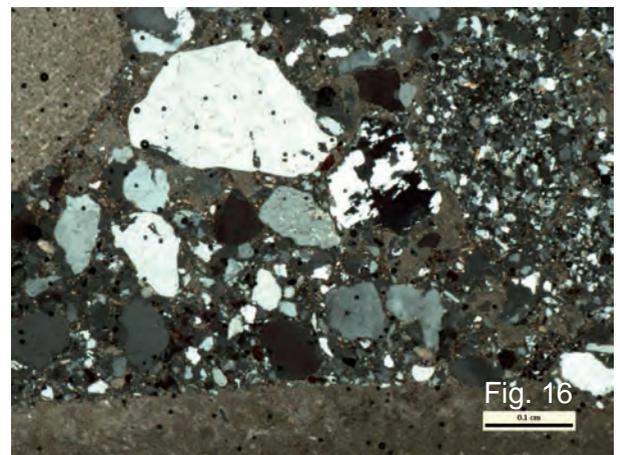


Fig. 16: HG29.60.80ax is a light pinkish brown sandy diamictic unit (MF5).

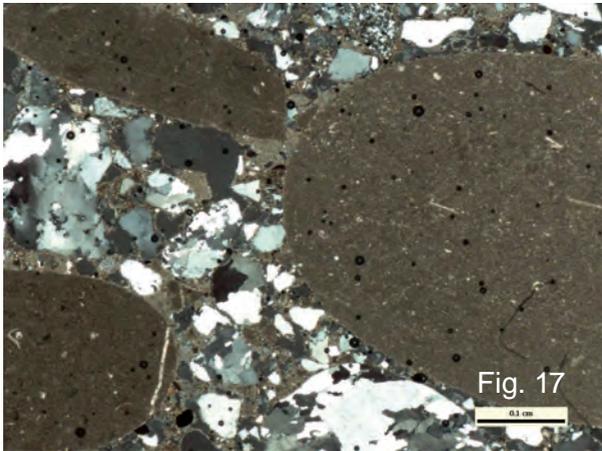


Fig. 17: HG29.60.80fx is similar to Fig. 16 containing a range of well rounded clast sizes.

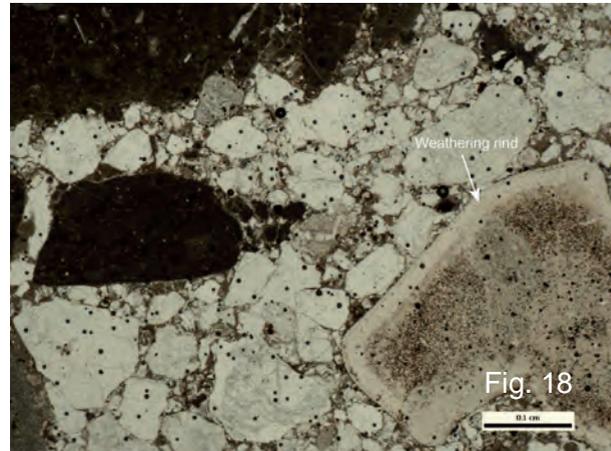


Fig. 18: HG29.60.80bp is similar to Figs. 16 and 17 showing strong imbrications. Note weathering rind on large clast to the right side of the photomicrograph..

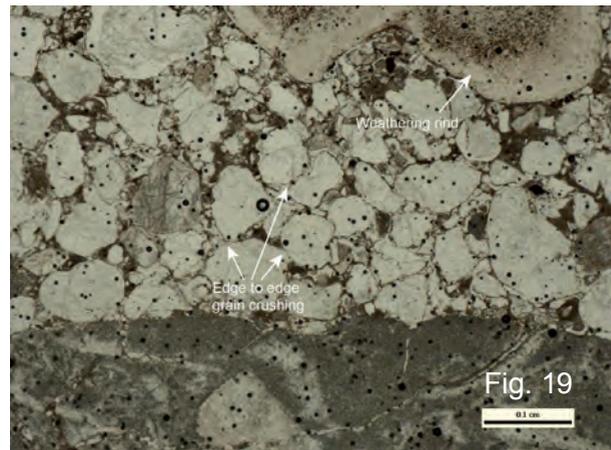


Fig. 19: HG29.60.80dp is again from the same unit as Figs 16, 17 and 18 showing imbrications and possibly due to some lateral movement evidence of edge-to-edge breakage. Also note weathering rind in upper clast in the photomicrograph.

Fig. 20: HG34.70.85ap is a light orange brown medium to coarse sand (MF6). It is likely that this units and those in Figs. 21 and 22 are evidence of a fossil soil horizon. Note the presence of deformed argillans.

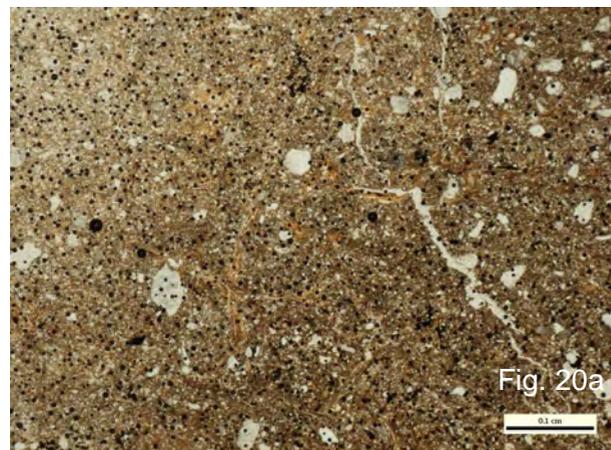
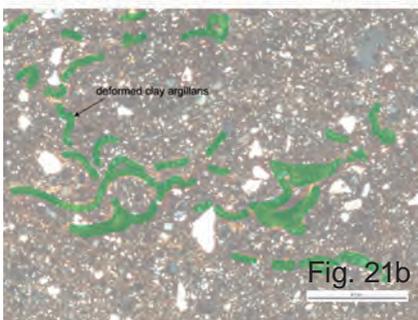
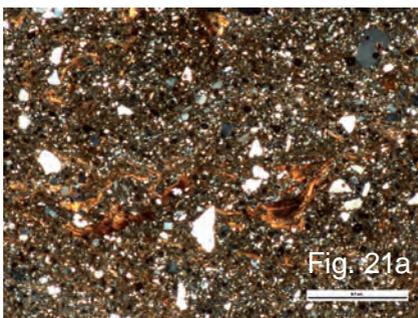


Fig. 21: HG34.70.85cx is from the same sediment unit as in Figs. 20 and 22 and reveals a series of disrupted argillan, likely indicative of soil formation.



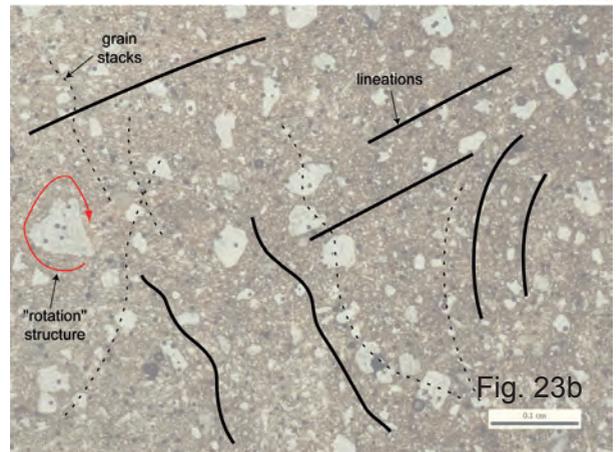
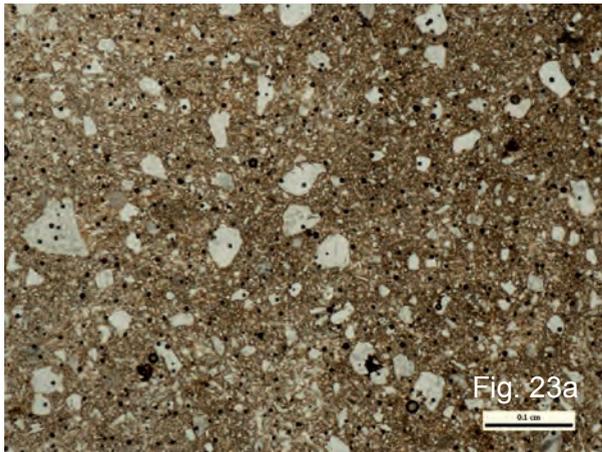
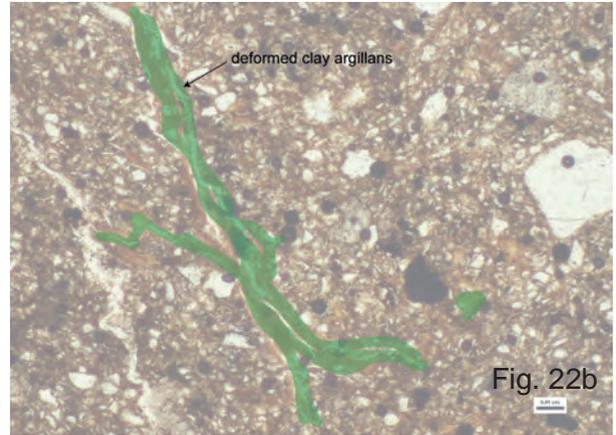
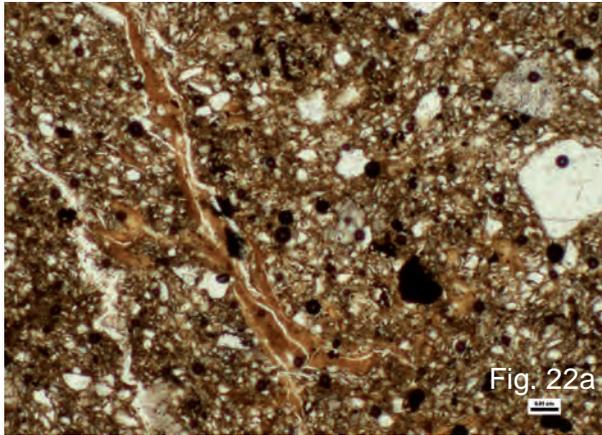


Fig. 22: HG34.70.85bp is similar to the unit in Fig. 20. Note the long channel infilled with clay argillan which may be a rootlet pore.

Fig. 23: HG35.0.10ap is a light brown yellow massive sand (MF7) possibly diamictic that contains subangular clast fragments, evidence of matrix rotation, grain stacking and at least two directions of deformation as shown by the presence of several lineations.

Fig. 24: HG35.0.10fp is similar to Fig. 23 but is at greater magnification and shows the presence of deformed cutans, lineations and banding.

Fig. 25: HG35.0.10dp is similar to the examples in Figs 23, and 24 exhibiting deformed clay argillans. Note vertical oblique banding and subangular clasts.

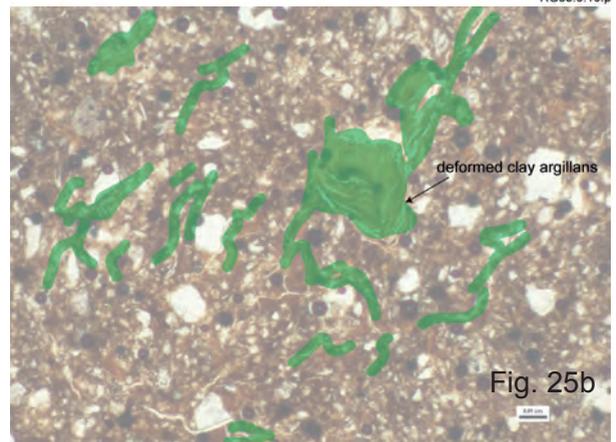
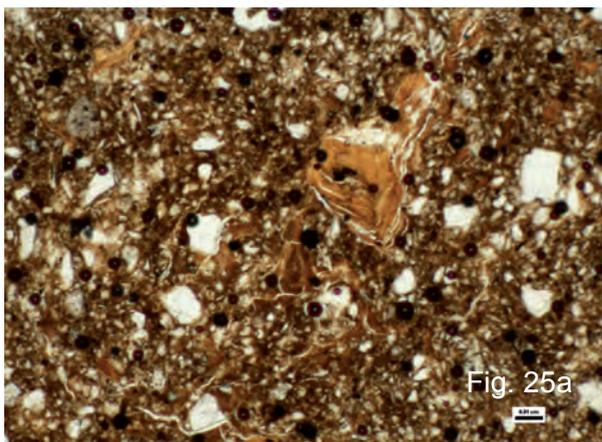
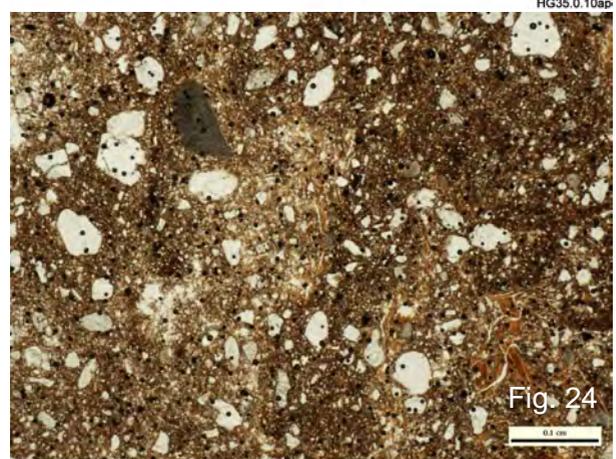


Fig. 26: HG35.0.10gp is a close-up of this unit showing the degree of clay argillans, their disruption.

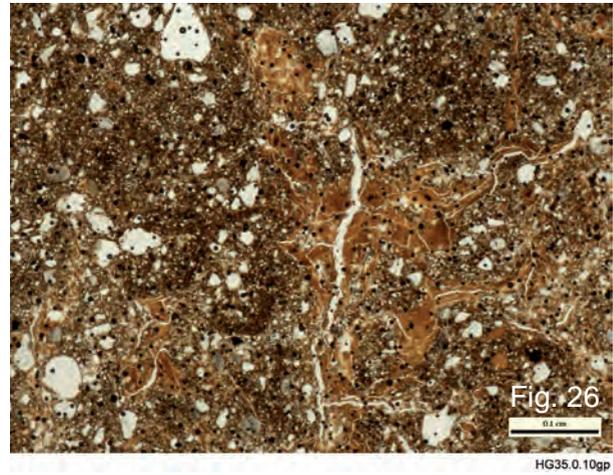


Fig. 27: HG35.0.10hp from the same sample as Figs. 23-26 showing evidence of banding of fine grained units possibly indicative of some form of incipient bedding.

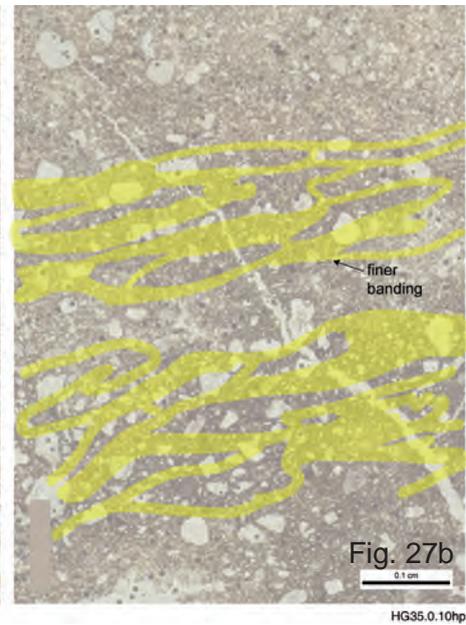
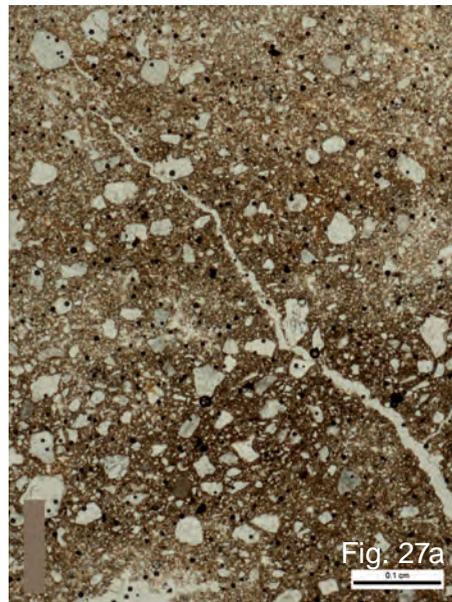
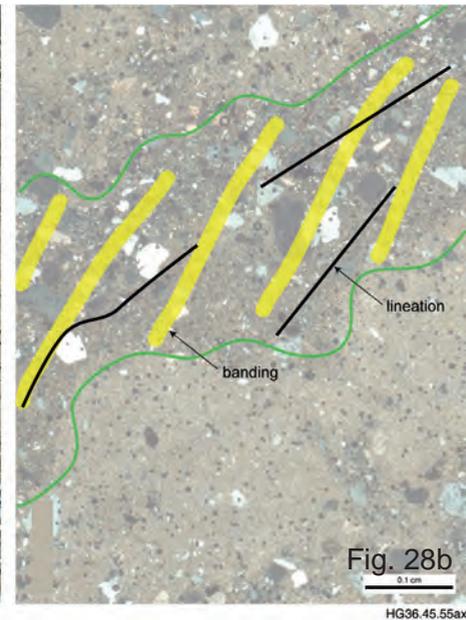
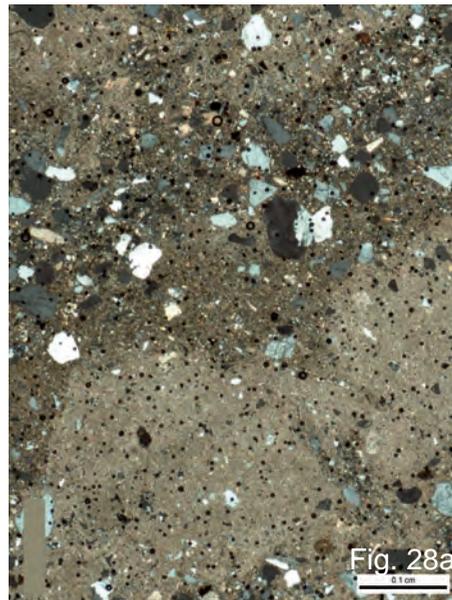


Fig. 28: HG36.45.55ax is dark brown coarse grained sandy diamictic unit (MF8) where banding and lineations can be clearly observed. The bands are composed of massive fine sands and diamictic units containing subangular clasts of varied provenance.



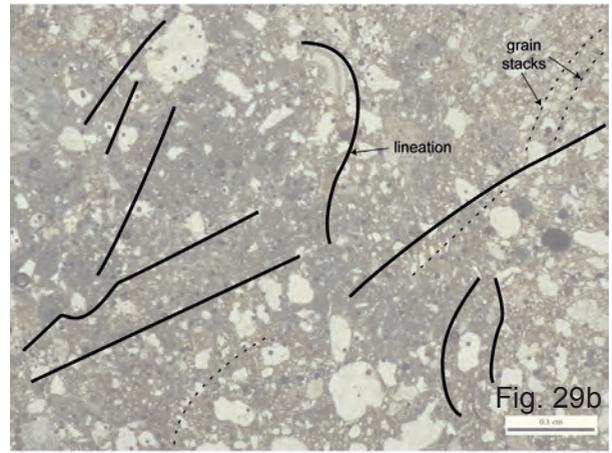
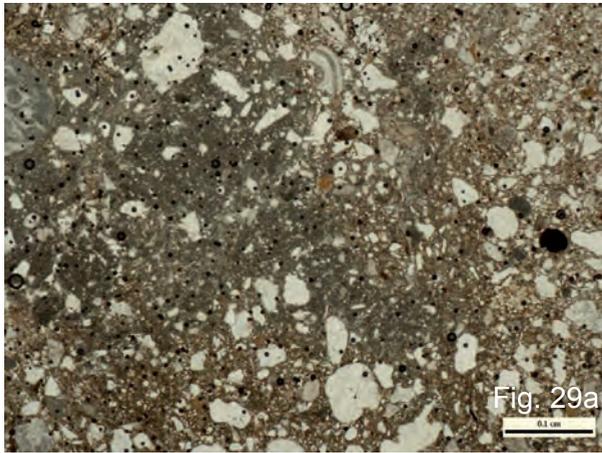


Fig. 29: HG36.45.55bp is from the same unit as Fig. 28 and clearly shows evidence of various domains, banding and deformation.

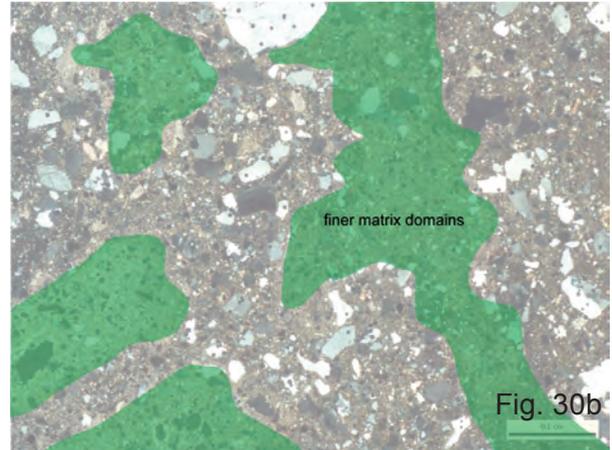
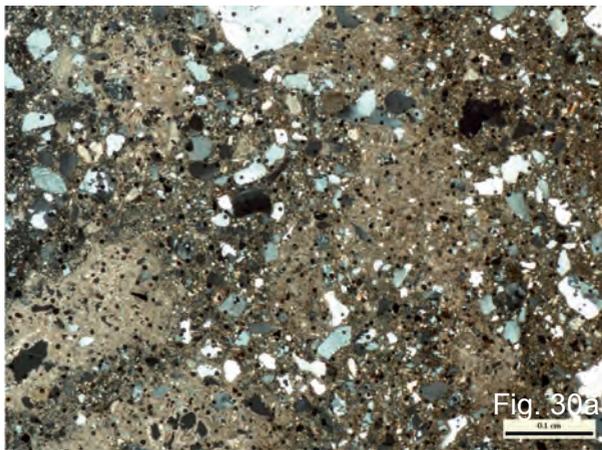


Fig. 30: HG36.45.55dx possibly exhibits a slight polygonal pattern possibly indicative of the repeated melting and freezing processes of freeze thaw.

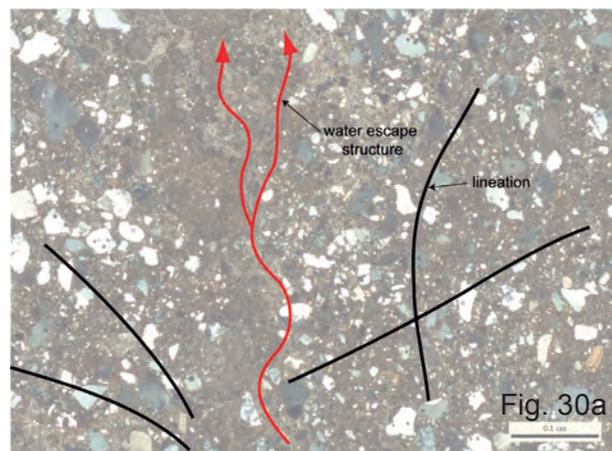
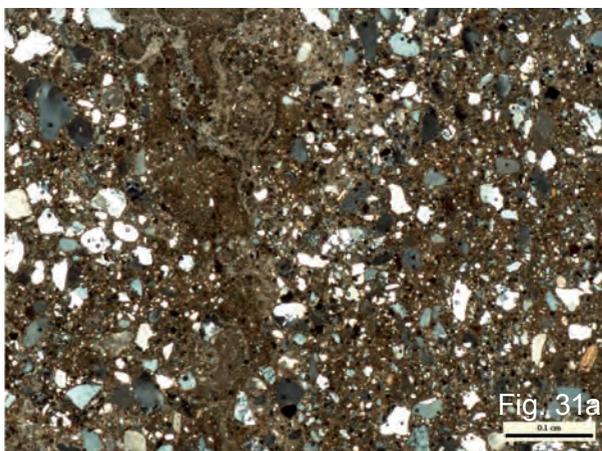


Fig. 31: HG36.45.55ex appears to be a vertical water escape structure within a banded diamictic unit.

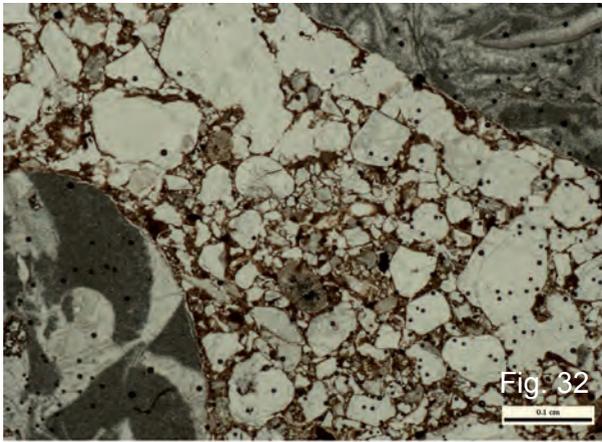


Fig. 32: HG37.15.25ap is a light brown to orange coloured sandy diamictic gravel (MF9). In this example coarse sand clasts can be observed with a very tight packing arrangement, yet with relatively few edge-to-edge grain breakages.

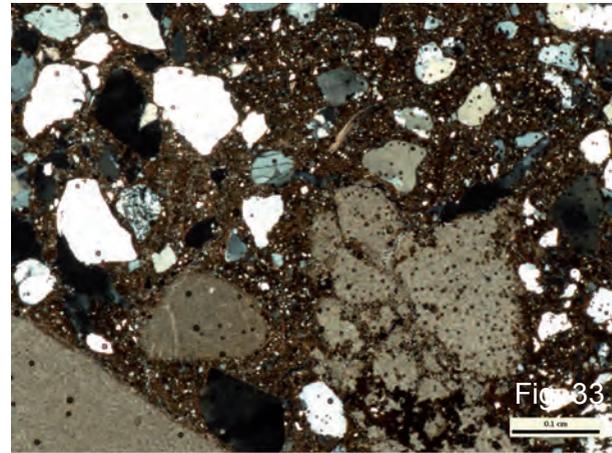


Fig. 33: HG37.15.25bx is similar to Fig. 32 but in polarized light. Note the presence of linear clay fragments and evidence of weathering around the large semi-fragmented clast in the centre right of the photomicrograph.

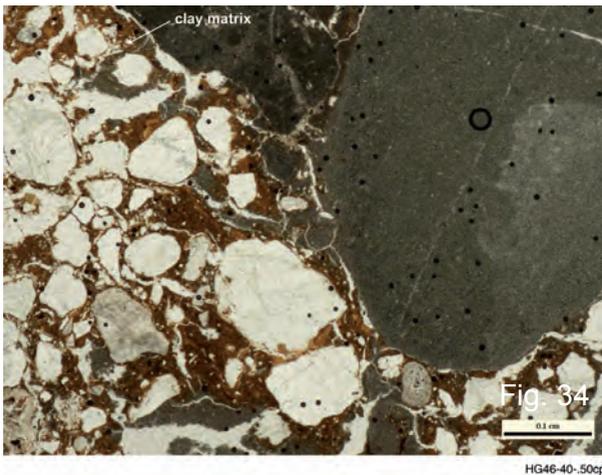


Fig. 34: HG46.40.50cp is a fine-grained diamictic unit (MF10) that contains a number of subrounded large clasts. Note some of the clay matrix appears to have been deformed.

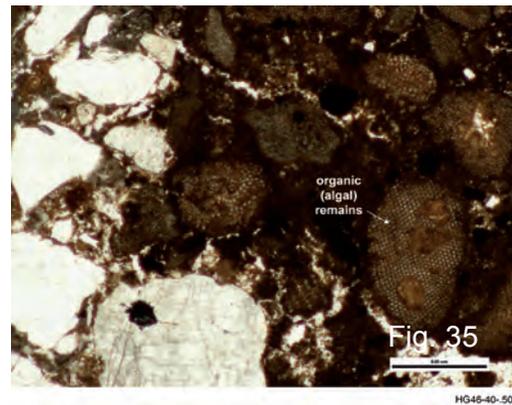


Fig. 35: HG46.40.50fp is similar to the samples shown in Figs. 36 and 37 but here organic units are clearly visible. The examples of Figs. 34, 35 and 36 are likely part of a debris flow sequence within an alluvial plain where in some cases organics were inundated by side wall debris flows indicative of a more temperate climate where some organics were colonizing.

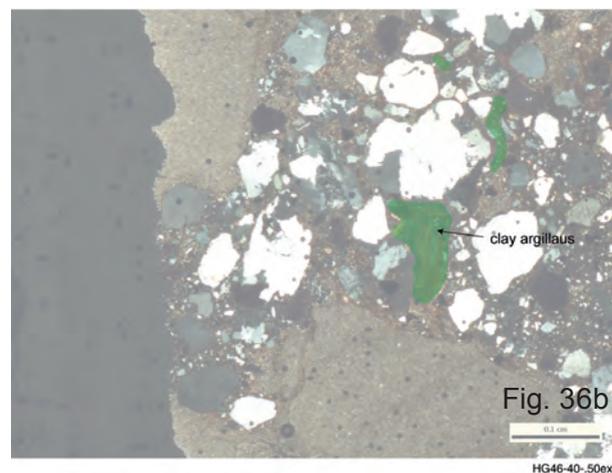
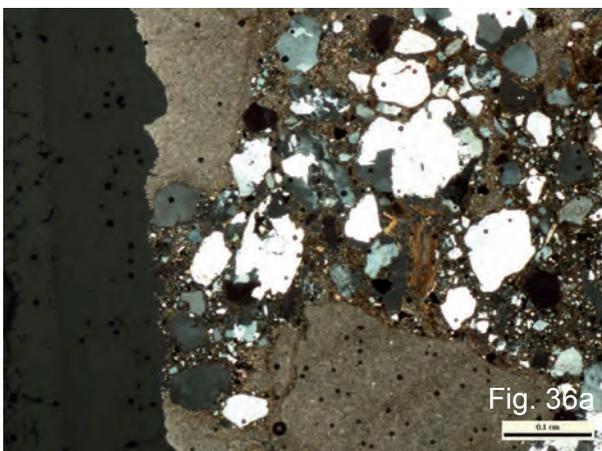


Fig. 36: HG46.40.50ex is similar to Fig. 34 but in polarized light reveals the presence of rods of clay fragments.



Fig. 37: HG56.15.30ax is a light brown silty clay with distinctive folding and deformation of laminated clays (MF11) lying close to the lower contact of the Mannheim Formation with the underlying Kurpfalz Formation. Note the distinct shear banding in this sample with clear evidence of C'-type shear bands.

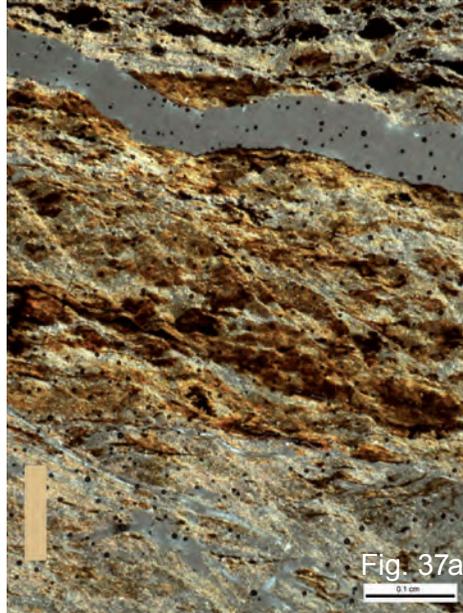
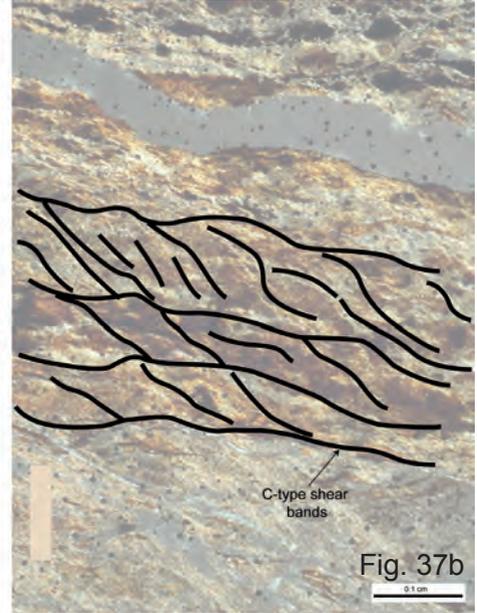


Fig. 37a



C'-type shear bands

Fig. 37b

HG56-15-30ax

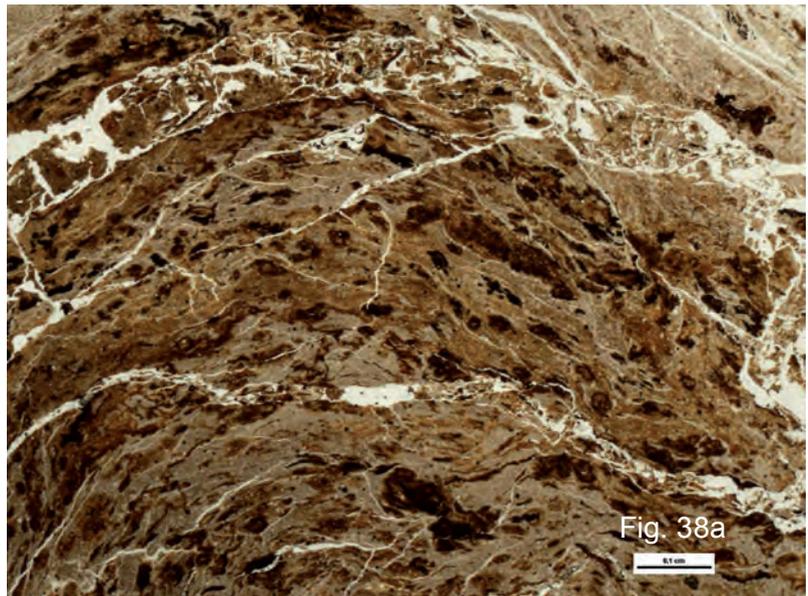
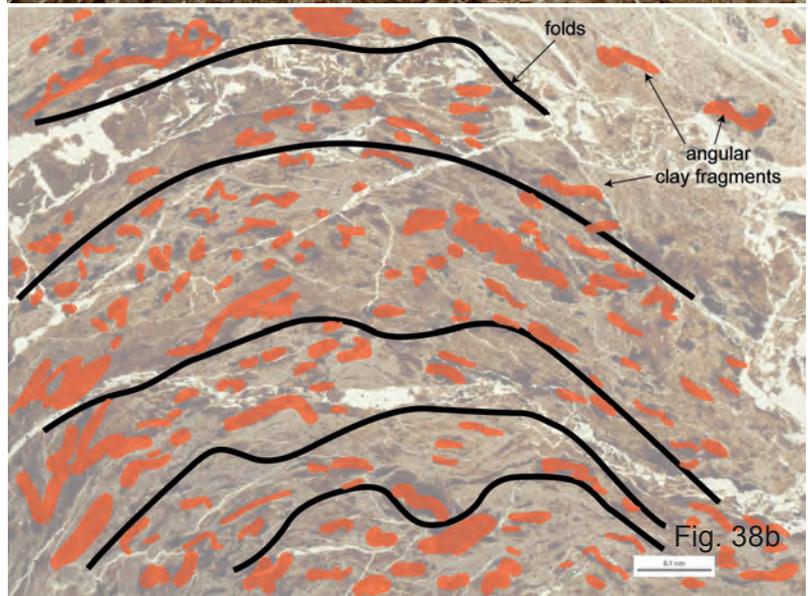


Fig. 38a



folds

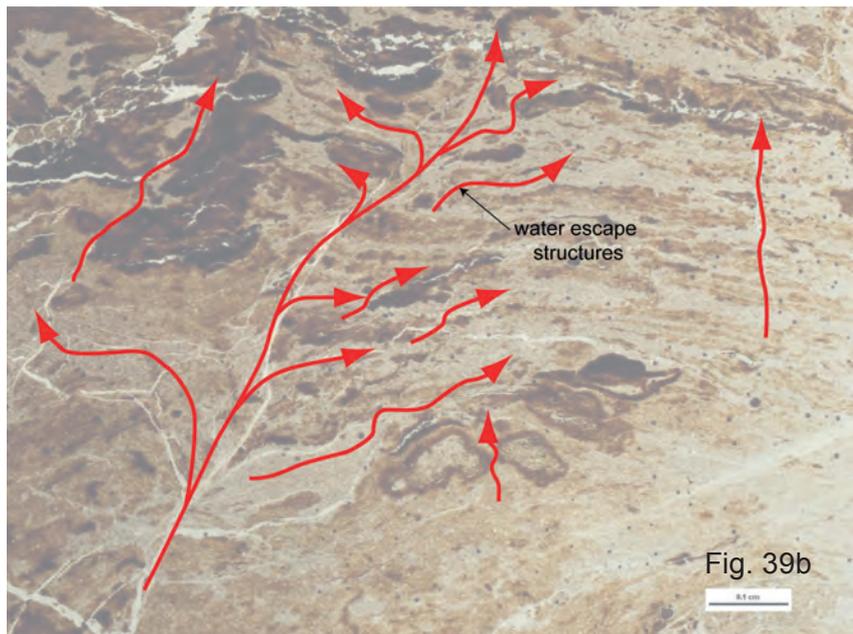
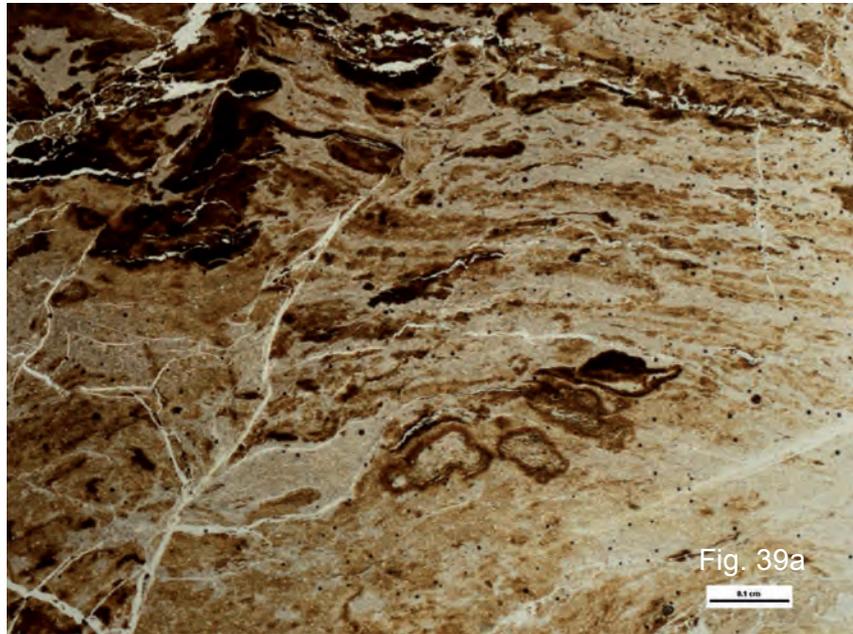
angular clay fragments

Fig. 38b

Fig. 38: HG56.15.30cp shows distinctive low amplitude folding can be seen with discrete angular clay fragments occurring through-out the sediment. The clays in many places appeared to be attenuated, yet have remained angular, which would suggest they were frozen during deformation.

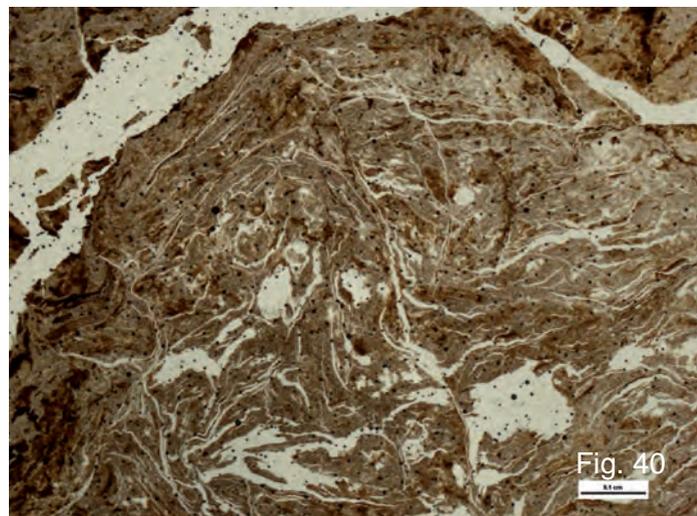
HG56-15-30cp

Fig. 39 HG56.15.20gp shows not only the clay fragments but a distinctive water escape structure passing from bottom left to upper centre right of the image.



HG56-15-30gp

Fig. 40: HG 56.15.30hp is similar to Figs 38 and 39 and shows a heavily deformed unit that indicated a high degree of plastic deformation prior to final deposition.



HG56-15-30hp



LGRB-Informationen	26	S. 107 – 118	4 Abb.	1 Beil.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	---------	------------------------------

Herkunft und Transport der Sedimente in der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord

THEO SIMON

Inhalt

Kurzfassung	109
Abstract	109
1 Einleitung	109
2 Methoden	110
2.1 Gesteinsart	110
2.2 Häufigkeit, Rundungsgrad, größter Durchmesser	112
3 Ergebnisse	112
3.1 Geröllanalyse	112
3.2 Schwermineraluntersuchungen	115
4 Folgerungen	115
5 Vergleich mit anderen Bohrungen und Gebieten	116
<i>Literatur</i>	<i>118</i>





LGRB-Informationen	26	S. 107 – 118	4 Abb.	1 Beil.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	---------	------------------------------

Herkunft und Transport der Sedimente in der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord

THEO SIMON

Schlagworte: Geröllanalyse, Schwermineralanalyse, Neckarschwemmfächer, rheinische Sedimente.

Kurzfassung

Die Geröllanalyse ergab, dass im Bereich der Bohrung Heidelberg UniNord Sedimente des Neckarschwemmfächers vorherrschen. Rheinsedimente treten im unteren Teil der Viernheim-Formation und, durch die Schwermineralanalyse nachgewiesen, sporadisch in den darüber liegenden Schichten auf. In den Kaltzeiten ist ein äolischer Transport von rheinischem Sediment in den Bereich des Neckarschwemmfächers erfolgt. Weitere Sedimentzufuhren kamen direkt aus dem Odenwald, d. h. nicht fluvial über den Neckar. Die Grenze zwischen Iffezheim- und Viernheim-Formation dürfte in der Heidelberger Bohrung nicht mit der Quartär-Tertiär-Grenze identisch sein.

Keywords: Pebble analysis, heavy mineral analysis, Neckar fan, Rhenish Sediments.

Abstract

Petrographical pebble analysis shows that sediments of the Neckar fan dominate around the drilling Heidelberg UniNord. There are Rhenish sediments in the lower part of the Viernheim Formation and, by evidence of heavy mineral analysis, also sporadically further up. In periods of cold climate

there was some aeolian input of Rhenish sediments even into the Neckar fan. Further sediment input came directly from the Odenwald highlands, i. e. not fluvially from the Neckar. The boundary between Iffezheim and Viernheim Formation in the Heidelberg core seems not identical to the Pliocene/Pleistocene boundary.

1 Einleitung

Die Herkunft und der Transport von klastischen Sedimenten ist für deren Charakterisierung und eine Faziesinterpretation unerlässlich. Um Herkunft und Transport zu klären, können verschiedene Untersuchungsmethoden herangezogen werden. In der Bohrung Heidelberg UniNord wurden Geröllanalysen für die Kies- und Steinefraktion und Schwermineralanalysen für die Sand- und Schlufffraktion durchgeführt. Letztere Untersuchungen wurden von Frau Dr. EVA-MARIA HAGEDORN vorgenommen.

Generell kommen für die Sedimente in der Bohrung auf Grund ihrer Lage drei Einzugsgebiete in Frage: Rhein, Neckar und als Nahgebiet der nur etwa 2 km entfernte Odenwald. Die Größe dieser Einzugsgebiete ist für die geologische Vergangenheit relativ gut dokumentiert (SIMON 1987, 1988, 2008, 2010, VILLINGER 1998, 2011).

2 Methoden

In jedem bezüglich des Geröllbestands einheitlichen Abschnitt der Bohrung wurden die Komponenten mit Durchmesser > 2 mm untersucht. Die Abschnitte sind in der Regel mit den Abschnitten in der Schichtbeschreibung identisch. Für die Geröllanalyse wurden folgende Daten festgehalten:

- Gesteinsart
- Häufigkeit
- Rundungsgrad
- größter Durchmesser.

2.1 Gesteinsart

Um Aussagen über die Herkunft zu gewinnen, ist vor allem die stratigraphische Einstufung des Muttergesteins der Gerölle wichtig. Die Einstufung ermöglicht die Ausstrichbereiche zu bestimmen (Abb. 1, 2). Gerölle folgender lithostratigraphischer Einheiten oder Gesteinsarten wurden bestimmt (siehe Beilage):

Muschelkalk: In der Bohrung konnten aus dem Muschelkalk im Wesentlichen nur Kalksteingerölle aufgefunden werden. Dolomitsteine aus dem Muschelkalk sind zu tonig und oft zu feinschichtig, um einen Transport über mehrere Kilometer zu überstehen. Hornsteine aus dem Mittleren Muschelkalk sind selten und werden in der Beilage unter der Spalte „Muschelkalk“ geführt, da ihre Aus-

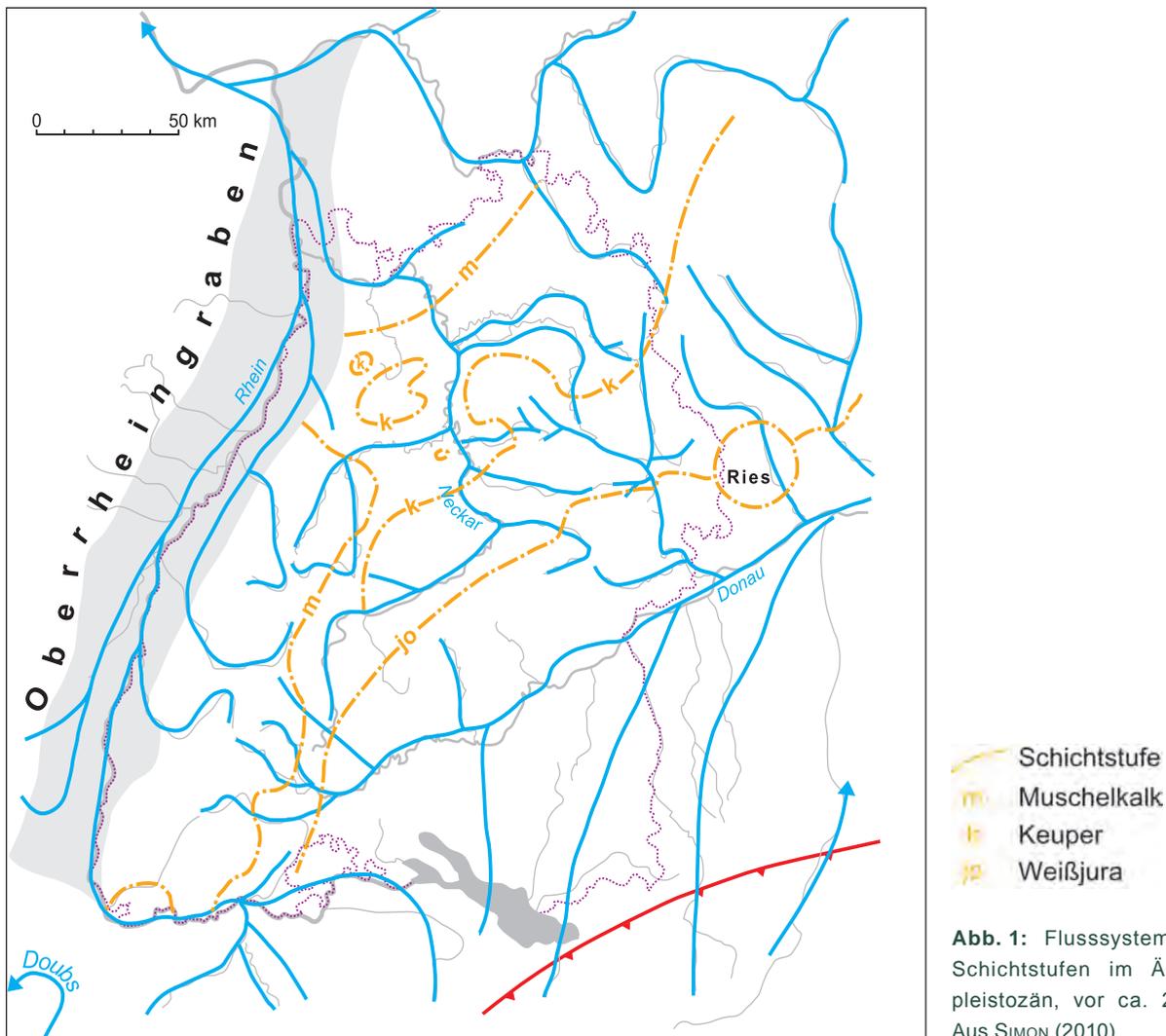


Abb. 1: Flusssystem mit Schichtstufen im Ältestpleistozän, vor ca. 2 Ma. Aus SIMON (2010).

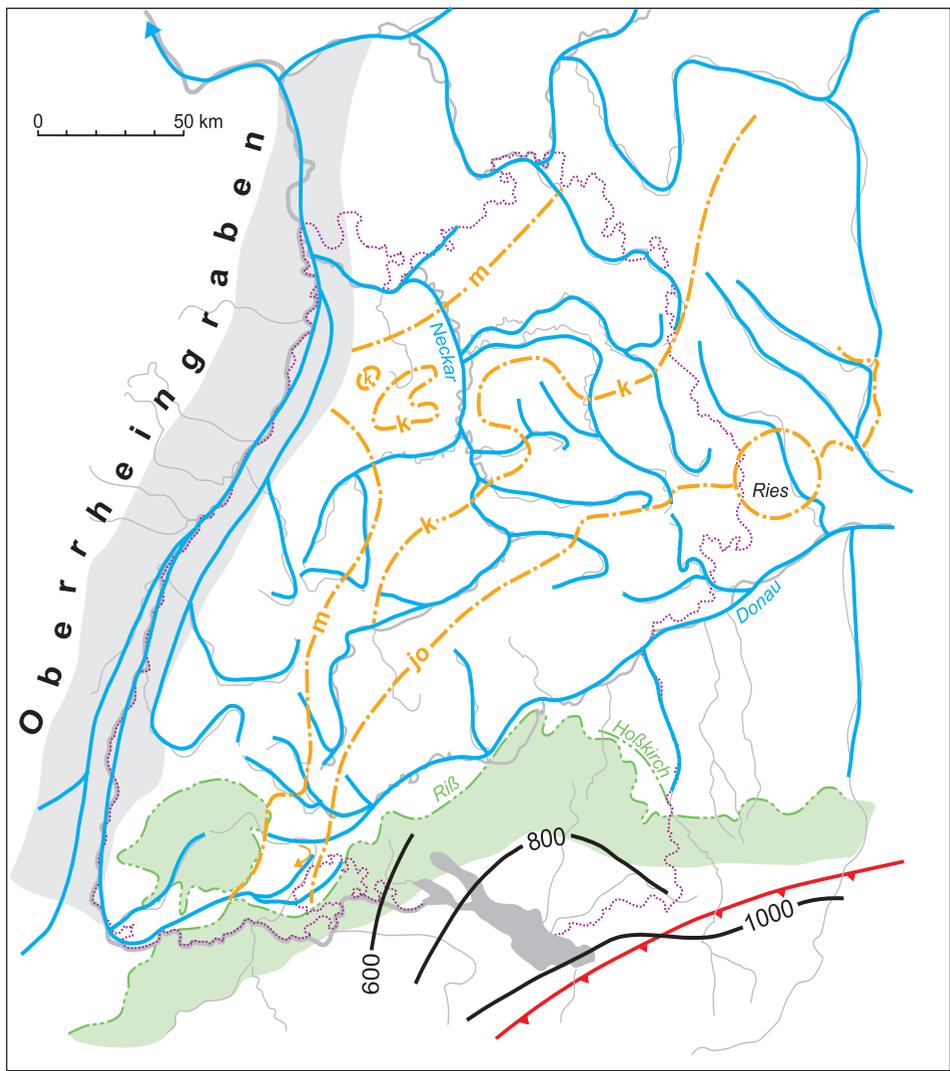


gliederung hier keinen zusätzlichen Kenntnisgewinn bringt. Die Unterscheidung, ob es sich bei den Geröllen um Kalksteine des Oberen oder des Unteren Muschelkalks handelt, ist bei vielen Geröllen nicht mit ausreichender Sicherheit zu treffen, weshalb diese Unterscheidung nicht durchgeführt wurde. Bei den Muschelkalkgeröllen handelt es sich um graue, meist plattige, mikritische oder um hellgraue, bioklastische, feinsparitische bis sparitische Kalksteine. Die Ausstrichgebiete lassen sich aus Abb. 1 und 2 erschließen. Sie liegen zwischen der Muschelkalk- und der Keuperschichtstufe. Da sich die Schichtstufen im Quartär nicht wesentlich verändert haben, sind die Ausstrichgebiete im Wesentlichen gleich geblieben, wenn man von der stärkeren Tiefenerosion absieht, die in den Tälern einen geringen Zuwachs an Ausstrichfläche brachte. Die Ausstrichgebiete liegen hauptsächlich im Neckareinzugsgebiet, zu geringen Teilen im Rheineinzugsgebiet mit Kraichgau, Emmendinger Vorbergzone, Hochrhein und Dinkelberg.

Alpiner Kalkstein: Dieser besteht aus dunkelgrauem Kalkstein, der von weißen, meist nur mm-dünnen Kalzitadern scheinbar regellos durchzogen ist.

Buntsandstein: Es handelt sich um meist rote, oft plattige Sandsteingerölle, die selten auch kleine Quarze in Feinkiesgröße führen können. Permische Sandsteine sind in Geröllgröße nicht von Buntsandsteingeröllen zu unterscheiden, weshalb auch Sandsteine aus Zechstein und Rotliegend in dieser Spalte aufgeführt sind. Auch oberkarbonische Sandsteine mögen enthalten sein. Als Ausstrichgebiete sind der untere Neckar mit Odenwald und der Schwarzwald westlich der Muschelkalkschichtstufe auszumachen.

Jura: Vom Jura sind überwiegend hellgelbe, plattige, mikritische Kalksteine vorhanden. Selten sind hellgraue oder gelbliche Hornsteine. Die Gerölle stammen vom Weißjura der Schwäbischen Alb und fanden über den Neckar ihren Weg in den Oberrheingraben. Nicht auszuschließen ist das Vorkommen von nicht von Weißjurageröllen



- Schichtstufe
- Muschelkalk
- Keuper
- Weißjura

Abb. 2: Flusssystem mit Schichtstufen im Mittelpleistozän, vor ca. 0,5–0,2 Ma. Aus SIMON (2010).

unterscheidbaren Geröllen aus dem Braunen Jura. Charakteristische Gerölle aus dem Hauptrogenstein, der südlich Freiburg ansteht, sind nicht beobachtet worden.

Keuper: Keupergerölle sind sehr selten. Sie bestehen aus feinkörnigen Sandsteinen, die dem Schilfsandstein oder dem Lettenkeuper-Hauptsandstein angehören könnten. Sicher befinden sich unter den Quarzen auch solche, die aus Keupersandsteinen stammen.

Kristallin: Unter Kristallin sind metamorphe Gesteine zusammengefasst. Sie stammen aus dem Odenwald und etwas weniger häufig aus dem Schwarzwald.

Kieselschiefer: Die dunklen, meist plattigen Kiesel-schiefer sind im Bohrgut relativ selten. Sie stammen aus dem Schwarzwald, den Alpen, aber auch der Odenwald kommt in Frage.

Granit: Rötlicher und grauer Granit tritt ebenfalls selten auf. Herkunftsgebiete sind hauptsächlich der Odenwald, aber auch der Schwarzwald. Möglicherweise sind in dieser Spalte auch kleine Gerölle aus Quarzporphyr enthalten, die aus den gleichen Gebieten kommen.

Quarz: Quarzgerölle können im ganzen Profil auftreten, sind im oberen Teil der Bohrung (ab 200 m) mit den Buntsandsteingeröllen zusammen erfasst worden. Die Gerölle können stratigraphisch dem Buntsandstein, dem Keuper oder den Metamorphiten und Plutoniten des Schwarzwaldes oder des Odenwaldes entstammen. Ein Teil dieser Gerölle ist sicher alpiner Herkunft.

2.2 Häufigkeit, Rundungsgrad, größter Durchmesser

Die Häufigkeit der Gerölle der einzelnen Gesteine ist in jeder Schicht (siehe Profilaufnahme) geschätzt worden. Bei den Schätzwerten handelt es sich um Volumenprozent vom Kiesanteil (Beilage, 1. Spalte).

Der Rundungsgrad wurde für eine Schicht insgesamt gemittelt bestimmt. Dabei wurden drei Stufen unterschieden: schlecht, mittel und gut gerundet.

Bei den größten Geröllen einer Schicht wurde der Durchmesser, gemittelt zwischen dem größten und dem kleinsten Durchmesser, bestimmt.

3 Ergebnisse

3.1 Geröllanalyse

Die Ergebnisse der Geröllanalyse sind in der Beilage festgehalten. Der **Kiesanteil** beträgt bis zu 80 % des Bohrguts. Generell geht er mit der Tiefe zurück, bis Kies unterhalb 299 m nur mehr sporadisch anzutreffen ist.

Kiesreichere und -ärmere Abschnitte wechseln sich in der Bohrung ab. Diese Wechsel wurden auch zur lithostratigraphischen Gliederung des Profils verwendet. Die folgende Auflistung berücksichtigt die aktuell gültige Formationsgliederung (LGRB 2012) und verweist zudem auf die in ELLWANGER et al. (2009) publizierten Untereinheiten. Allerdings differieren die Teufenwerte zwischen dieser Einteilung und den Werten aus der Geröllanalyse geringfügig (Werte in Klammern):

0	–	56 (58)	m	kiesreich; Mannheim-Formation
56 (58)	–	126 (124)	m	kiesarm; Ludwigshafen-Formation; wobei von (90)–(118) m ein etwas kiesreicherer Abschnitt eingeschaltet ist
126 (124)	–	237 (238)	m	kiesreich; Viernheim-Formation, K3; wobei die unteren 30 m etwas weniger Kies enthalten
237 (238)	–	263	m	kiesarm; Viernheim-Formation, K2
263	–	299	m	kiesreich; Viernheim-Formation, K1
299	–	316 (311)	m	Kies fehlt fast vollständig; Iffezheim-Formation, I6
316 (311)	–	382 (381)	m	vereinzelt Kies; Iffezheim-Formation, I5
382 (381)	–	411 (415)	m	Kies fehlt fast vollständig; Iffezheim-Formation, I4
411 (415)	–	451	m	vereinzelt Kies; Iffezheim-Formation, I3
451	–	467 (472)	m	Kies fehlt fast vollständig; Iffezheim-Formation, I2
467 (472)	–	500	m	vereinzelt Kies; Iffezheim-Formation, I1



Der Kies macht den zyklischen Aufbau der Sedimente deutlich. Die meisten der kleinen Zyklen sind Grob-Fein-Zyklen mit von unten nach oben abnehmender Korngröße. Die kleinen Zyklen haben eine Mächtigkeit von bis über 10 m, meist sind sie jedoch nur einige Meter mächtig. Die kleinen Zyklen schließen sich zu größeren Zyklen zusammen:

Mannheim-Formation:

0 – 27 m Fein-Grob-Tendenz
27 – 58 m Fein-Grob-Tendenz

Ludwigshafen-Formation:

58 – 98 m Fein-Grob-Tendenz
98 – 126 m Fein-Grob-Tendenz

Viernheim-Formation:

124 – 155 m Fein-Grob-Tendenz
155 – 175 m Grob-Fein-Tendenz
175 – 238 m Fein-Grob-Tendenz

238 – 266 m Grob-Fein-Tendenz
266 – 299 m Fein-Grob-Tendenz

Iffezheim-Formation:

299 – 356 m Grob-Fein-Tendenz
356 – 390 m Fein-Grob-Tendenz
390 – 435 m Grob-Fein-Tendenz
435 – 500 m Fein-Grob-Tendenz

Die Verteilung der **Muschelkalkgerölle** lässt eine sehr markante Dreiteilung im Profil erkennen:

0 – 222 m sehr viel Muschelkalkgerölle:
0 – 124 m Muschelkalkgerölle dominieren
124 – 222 m Muschelkalk- und Buntsandsteingerölle etwa gleich häufig (durchschnittlich 40 % des Kiesanteils)
222 – 285 m wenig Muschelkalkgerölle
285 – 500 m Muschelkalkgerölle fehlen

Muschelkalkgerölle treten erstmals von 263 bis 284 m in der Viernheim-Formation auf. Dass sie darunter nicht, und darüber bis 221 m nur spärlich auftreten, liegt an der Haltbarkeit der Kalkgerölle. Auf eine Einzugsgebietsänderung ist diese Verteilung nicht zurückzuführen, da die Schwerminerale eine solche nicht anzeigen. Auf eine Auflösung der Muschelkalkgerölle deutet auch hin, dass sich unterhalb 222 m der Anteil an Buntsandstein-Geröllern im Kies verdoppelt. Dieser macht nun nicht mehr nur rund die Hälfte des Geröllbestands, sondern auf Grund seiner Beständigkeit die Hauptmasse aus. Weiterhin spricht für eine Auflösung der Muschelkalkgerölle, dass deren Anteil vom ersten Auftreten bis in die Ludwigshafen-Formation hinein generell ansteigt, d. h. je jünger das Sediment, desto weniger Muschelkalkgerölle sind aufgelöst. Ansonsten

zeichnet der Muschelkalk-Geröllbestand den Verlauf des gesamten Kiesanteils nach. Besonders in der Mannheim-Formation gibt es Bereiche (bei 32, 46, 49 und 58 m), bei denen der Buntsandsteinanteil deutlich über dem des Muschelkalks liegt. Da das Muschelkalkausstrichgebiet weiter entfernt liegt als das des Buntsandsteins, wäre ein solches Verhalten über die ganze Bohrung zu erwarten. Dies ist jedoch nicht so. Meist überwiegt der Muschelkalkanteil. Da der Buntsandstein hauptsächlich am unteren Neckar an steilen Hängen ansteht, und das auch während des gesamten Quartärs der Fall war, möglicherweise mit Ausnahme des Ältestpleistozäns (älter als ca. 2 Ma), muss dies seinen Grund in der Ausbildung des Einzugsgebiets haben. Die Talhänge liefern dann viel Buntsandstein-Material, wenn sie nicht mit erosionshemmender Vegetation bewachsen sind. Dies ist in den Kaltzeiten der Fall. Eine Bestätigung dieser Vermutung kann in der Schwermineralverteilung (Kap. 3.2) gesehen werden, denn gerade in diesen Profilabschnitten macht sich ein äolischer Einfluss ausgehend von rheinischen Sedimenten im Westen der Bohrung bemerkbar. Umgekehrt müsste dann gelten, dass in Zeiten, in denen der Boden von Vegetation bedeckt ist, der Buntsandstein-Geröllanteil im Vergleich zum Muschelkalk-Geröllanteil zurückgeht. Dies ist zumindest im oberen Teil der Ludwigshafen-Formation gut zu sehen. Ansonsten aber, insbesondere in tieferen Bohrabschnitten, ist dieses Verhältnis von der Auflösung der Kalkgerölle verfälscht und nicht mehr rekonstruierbar.

Eine gute Rundung ist im Vergleich mit im Profil benachbarten Schichten mit einem geringeren Anteil an Muschelkalkgeröllern verbunden. Umgekehrt ist eine schlechte Rundung eher höheren Gehalten an Muschelkalkgeröllern zuzuordnen. Allerdings kommen schlechte und gute Rundung nicht so häufig vor, als dass einigermaßen gesicherte Aussagen möglich wären. Weit über 90 % der Muschelkalkgerölle sind mittel gerundet.

Eine Zuordnung der Maximaldurchmesser (bis zu 15 cm) zu bestimmten Anteilen der Muschelkalkgerölle ist nicht möglich.

Gerölle aus **alpinem Kalkstein** sind nur im Profilabschnitt von 248 bis 293 m anzutreffen. Dabei ist der untere Abschnitt (262–293 m) relativ dicht belegt, d. h. in jeder zweiten Schicht tauchen alpine Kalksteine auf. Darüber treten nur noch bei 248 m alpine Kalksteine auf. Die Rundung ist mittel. Der maximale Durchmesser der Gerölle liegt bei 7 cm. Der untere, dichter belegte Bereich ist etwa identisch mit dem durch alpine Schwerminerale geprägten Bereich (Kap. 3.2).

Sandsteine des **Buntsandsteins** bilden den größten Anteil an den Geröllen, nur in der Mannheim-Formation überwiegen Muschelkalkgerölle. Ganz generell nimmt der Buntsandsteinanteil in den geröllführenden Schichten insgesamt von unten nach oben ab. Dies liegt zum einen an der zurückgehenden Auflösung der Muschelkalkgerölle von unten nach oben. Zum anderen können aber auch klimatische Ursachen eine Rolle spielen (s. oben Muschelkalkgerölle). Die ersten Buntsandsteingerölle treten bei 427 m in einer nur 5 % Kies führenden Schicht auf. Die schlechte Rundung weist auf einen direkten Einfluss aus dem Odenwald hin. Deutlicher wird der Buntsandsteinanteil zwischen 355 und 371 m. Wobei auch hier die schlechte Rundung auf direkten Zufluss aus dem Odenwald, also nicht über den Neckar, schließen lässt. Die Kristallinanteile unterstützen diese Vermutung, wobei durch das Vorkommen von Kieselschiefer- und Quarzgeröllen auch dem Rhein ein Anteil zukommen mag. Direkte Odenwaldeinflüsse sind auch bei 298 und 312 m anzunehmen, ehe sich dann bei den Buntsandsteingeröllen der Neckareinfluss durchsetzt. Allerdings ist dieser Einfluss von 248 bis 293 m deutlich und darüber immer wieder bis etwa 200 m auch vom Rhein (äolisch) geprägt. Die hohen (bis > 80 %) Buntsandsteinanteile unterhalb 222 m gehen auf die Auflösung der Muschelkalkgerölle zurück.

Auf die geringen Buntsandsteinanteile im Bereich der Ludwigshafen-Formation und die etwas höheren Buntsandsteinanteile in der Mannheim-Formation, jeweils im Vergleich zum Muschelkalkanteil, wurde schon bei den Muschelkalkgeröllen (s. o.) eingegangen.

Die Rundung der Buntsandsteingerölle ist in der Mannheim-Formation überwiegend schlecht, darunter ist sie schlecht und mittel. Die schlechte Rundung deutet, besonders in Verbindung mit dem Vorkommen von Kristallingeröllen, auf eine direkte Herkunft aus dem Odenwald hin.

Die größten Durchmesser reichen bis 20 cm. Zusammen mit der schlechten Rundung lassen Durchmesser von größer als etwa 10 cm auf einen direkten Einfluss aus dem Odenwald schließen oder aber auf einen kurzen Transportweg im Neckar.

Juragerölle treten nur im oberen Bereich der Bohrung bis 221 m auf. Auch darunter könnten sie theoretisch noch auftreten, da auch zu diesen Zeiten der Albtrauf innerhalb des Einzugsgebietes des Neckars lag. Die Juragerölle dieser Zeit sind, wie die Muschelkalkgerölle, aufgelöst worden. Unterhalb von 222 m sind auch die Muschelkalkgerölle selten. Generell nimmt der Anteil der Juragerölle

von unten nach oben zu. Besonders häufig sind die Gerölle im unteren Teil der Mannheim-Formation und im unteren Teil der Ludwigshafen-Formation, wo sie einen Anteil an der Kies- und Steinefraktion von bis zu 40 % haben können. Der Grund für diese hohen Werte im Vergleich zum Liegenden und Hangenden, wo in der Regel nur Werte bis 20 % auftreten (seltene Ausnahmen bis 40 %) kann nur vermutet werden. Möglicherweise spielen klimatische Ursachen eine Rolle. Die Juragerölle sind überwiegend gut gerundet. Der maximale Durchmesser liegt bei 6 cm. Allerdings überwiegen die Gerölle um 1 cm.

In der gesamten Bohrung wurden nur zwei Bereiche (100, 183–187 m) mit **Keupergeröllen** aufgefunden. Es handelt sich um grünlich graue, teils dunkelgraue feinkörnige Sandsteingerölle (Schilfsandstein oder Lettenkeuper-Hauptsandstein), von bis zu 2 cm Durchmesser. Ansonsten sind die morphologisch überwiegend weichen Keupergesteine zu feineren Korngrößen aufgearbeitet worden.

Kristallingerölle sind nur unterhalb 200 m beobachtet worden. Von 230 m bis 300 m sind sie immer wieder mit geringen Anteilen vorhanden. Bei 312 m und von 356 m bis 370 m ist der Kristallinanteil bis etwa 40 % an der Kiesfraktion beteiligt, tiefer kommen Kristallingerölle nur vereinzelt vor. Da sie überwiegend aus dem nahen Odenwald stammen dürften, sind sie ein Indiz für einen direkten Odenwaldeinfluss ohne Transport im Neckar. Die Kristallingerölle sind selten gut, überwiegend mittel und schlecht gerundet. Der maximale Durchmesser liegt bei 5 cm.

Gerölle aus **Kieselschiefer** haben eine ähnliche Verteilung im Profil wie die Kristallingerölle. Dichtere Verteilungen sind zwischen 210 m und 290 m mit deutlichem Anteil an der Kiesfraktion zu beobachten. Unterhalb, zwischen 363 m und 372 m, kommt Kieselschiefer immer wieder mit max. 0,5 cm großen Geröllen vor. Neben Odenwald und Schwarzwald sind die Alpen als Herkunftsgebiet nicht völlig auszuschließen. Die Kieselschiefergerölle sind überwiegend gut und mittel gerundet. Der Maximaldurchmesser liegt bei 2 cm, allerdings überwiegen Gerölle mit 0,5–1 cm.

Granitgerölle kommen von 39 bis 229 m vor. Sie dürften überwiegend aus dem Odenwald stammen, hauptsächlich aus den Tälern des Neckars und seiner Nebenbäche um Heidelberg. Die Granitgerölle sind sehr unterschiedlich gerundet (schlecht bis gut). Der maximale Durchmesser liegt bei 3 cm.

Quarzgerölle sind erst unterhalb 200 m registriert worden. Sie treten verstärkt in folgenden Bereichen auf: 222–294 m, 356–380 m, 415–434 m. Sie



kommen etwa in den gleichen Bereichen vor wie die Kristallin- und Kieselchiefergerölle. Damit weisen sie auf den Odenwald als Hauptherkunftsbereich, wobei allerdings auch Schwarzwald, Alpen und das Neckareinzugsgebiet eine Rolle spielen können. Die Gerölle sind gut gerundet und ihr maximaler Durchmesser beträgt 2 cm.

3.2 Schwermineraluntersuchungen

Die Schwermineraluntersuchungen wurden von Frau Dr. EVA-MARIA HAGEDORN durchgeführt (Abb. 3). Auf diese Untersuchungen wird hier nur ergebnisorientiert eingegangen.

Der erste Blick auf Abb. 3 lässt eine grobe Zweiteilung der Schwermineralverteilung leicht erkennen. Der untere Bereich (unterhalb 299 m; Iffezheim-Formation) ist durch stabile Schwerminerale wie Turmalin und Zirkon charakterisiert. Dieses Spektrum ist zwar auch im hangenden Bereich (Viernheim-, Ludwigshafen- und Mannheim-Formation) vorherrschend, aber es schalten sich Abschnitte mit vorwiegend instabilen Schwermineralen wie Granat, Hornblende und Epidot ein. Die stabilen Schwerminerale deuten auf lokale Herkunft hin (Einfluss Neckarland > Einfluss Odenwald > Einfluss Schwarzwald), die instabilen dagegen auf alpine Herkunft.

Für die Sedimente des Abschnitts oberhalb 299 m, also die der Viernheim-, Ludwigshafen- und Mannheim-Formation, bedeutet dies, dass das Liefergebiet zwischen lokal und alpin wechselt. Dieser Wechsel ist so beschaffen, dass die vorherrschende lokale Sedimentanlieferung immer wieder von einem alpinen Einfluss unterbrochen wird. Nur an der Basis der Viernheim-Formation im Abschnitt von 263–299 m (K1) scheint sich der rheinische Einfluss einmal etwas länger gehalten zu haben.

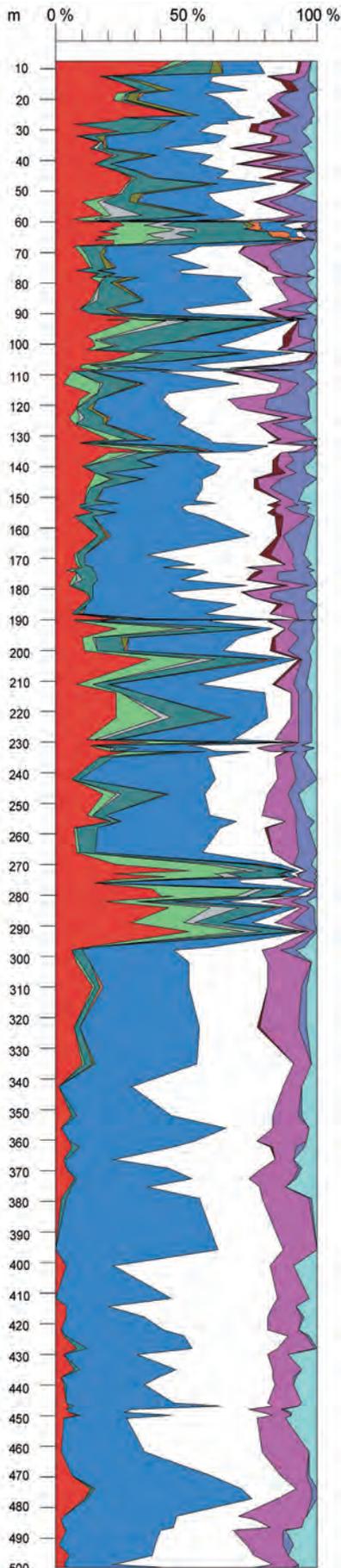
4. Folgerungen

Zunächst sollen die Ergebnisse des Vergleichs der Geröllanalyse mit der Schwermineralanalyse beleuchtet werden. Bei der Schwermineralanalyse sind in der Viernheim-, Ludwigshafen- und Mannheim-Formation mehrfach alpine Einflüsse festgestellt worden. Von den Komponenten können

natürlich der alpine Kalkstein, aber auch Kieselchiefer und Quarz eine alpine Herkunft haben. Allerdings können Kieselchiefer und Quarz auch aus anderen Gebieten kommen. Somit verbleibt für einen sicheren alpinen Einfluss bei den Geröllen nur der alpine Kalkstein. Dieser ist nur im Profilabschnitt von 248 bis 293 m nachweisbar. Nur der untere Abschnitt (262–293 m) ist relativ dicht belegt (Beilage, Kap. 3.1), d. h. in jeder zweiten Schicht tauchen alpine Kalksteine auf. Darüber erscheinen sie nur noch bei 248 m. Beide Bereiche decken sich mit den durch alpine Schwerminerale geprägten Bereichen von 263 bis 299 m (Kap. 3.2) und bei 248 m.

Alle anderen aus der Schwermineralanalyse zu erschließenden rheinischen Einflussbereiche finden in der Geröllanalyse keine Entsprechung. Da die Schwermineralanalyse auf Körnungen beruht, die maximal Sandgröße aufweisen, kann nur Wind, wie mehrfach schon erwähnt, die alpinen Schwerminerale von Rheinsedimenten in das Ablagerungsgebiet um die Bohrung eingetragen haben. Das heißt, dass der Rhein nur zweimal in der Viernheim-Formation als fluviales Ablagerungsmedium in Frage kommt. Mit Ausnahme des äolischen Windeintrags hat allein der Neckar, sporadisch haben auch Seitenbäche aus dem Odenwald, Sedimente am Standort der Bohrung abgelagert. Ein Windtransport von Sand ist nur in vegetationslosen oder vegetationsarmen Zeiten, also Kaltzeiten, möglich. Die Bereiche, in denen alpine Schwerminerale nachweisbar sind, alpine Gerölle aber fehlen, obwohl Gerölle anderer Herkunft vorhanden sind, können Kaltzeiten zugeordnet werden. Eine Ausnahme gibt es allerdings: In der Ludwigshafen-Formation sind von 59 bis 66 m alpine Schwerminerale nachgewiesen, aber gar keine Gerölle vorhanden. Die Sande dürften hier wahrscheinlich vom Rhein stammen, da diese Zeit (höheres Cromer) nicht vegetationslos war. Dass der Rhein nur selten am Standort der Bohrung sedimentierte, liegt an der Verbreitung des Neckarschwemmfächers bis weit in die Oberrheinebene hinein. Betrachtet man Abb. 1 und 2, so wird erkennbar, dass an diesem „Fernhalten“ des Rheins vom Bohrstandort auch der in der Ortenau beginnende rheinparallele Schwarzwaldrandfluss beteiligt war.

Ein Hinweis auf kaltzeitliche Vorgänge, die sich im Geröllspektrum der Bohrung wiederfinden, sind die Bereiche in der Mannheim-Formation, bei denen der Buntsandsteinanteil über dem des Muschelkalks (bei 32, 46, 49, 58 m) liegt, was auf die starke Schuttanlieferung der vegetationsarmen oder vegetationslosen Buntsandsteinhänge in Kalkzeiten zurückgeht. Dies wird durch die Schwermineralverteilung bestätigt (äolischer Einfluss).



Das Fehlen der Muschelkalk- und Juragerölle im tieferen Abschnitt der Bohrung kann mit der Auflösung dieser Kalksteine zu tun haben. Offenbar sind die in der Viernheim-Formation vorhandenen alpinen Kalksteine etwas resistenter gegen Auflösung. Das Fehlen der Jurakalksteine darf also nicht zum Schluss führen, dass der Albtrauf zu dieser Zeit noch nicht vom rückschreitenden Neckar erreicht worden wäre.

Die Buntsandsteingerölle sind abschnittsweise gerundet, was auf einen direkten Einfluss des Odenwalds zurückzuführen ist. D. h., dass zumindest ein Teil der Sedimente direkt über Bäche, wahrscheinlich bei und nach katastrophalen Niederschlagsereignissen, von den Odenwaldhängen in das Gebiet der Bohrung transportiert wurde. Die Buntsandsteingerölle können dann auch einen großen Durchmesser besitzen. Kristallinanteile in diesen Bereichen (356–370 m, 230–312 m) unterstützen diese Vermutung. Die Kieselschiefergerölle weisen stärker auf einen Odenwald- oder Schwarzwaldeinfluss hin als auf eine alpine Herkunft. Die Granitgerölle stammen mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem Odenwald. Für die Quarzgerölle kommen alle Einzugsgebiete als Herkunft in Frage. Sie sind somit in dieser Beziehung wenig aussagekräftig.

5. Vergleich mit anderen Bohrungen und Gebieten

Eine sichere Parallelisierung mit anderen Bohrungen im Umfeld der Bohrung UniNord ist mit physikalischen Zeitbestimmungen oder paläontologischen Untersuchungen möglich. Allerdings bietet auch die Lithostratigraphie Möglichkeiten zur Parallelisierung. Ein markanter lithostratigraphischer Wechsel zeichnet sich in allen Bohrungen des Raums Mannheim-Heidelberg ab. Dies ist der Wechsel zwischen stark kiesigen



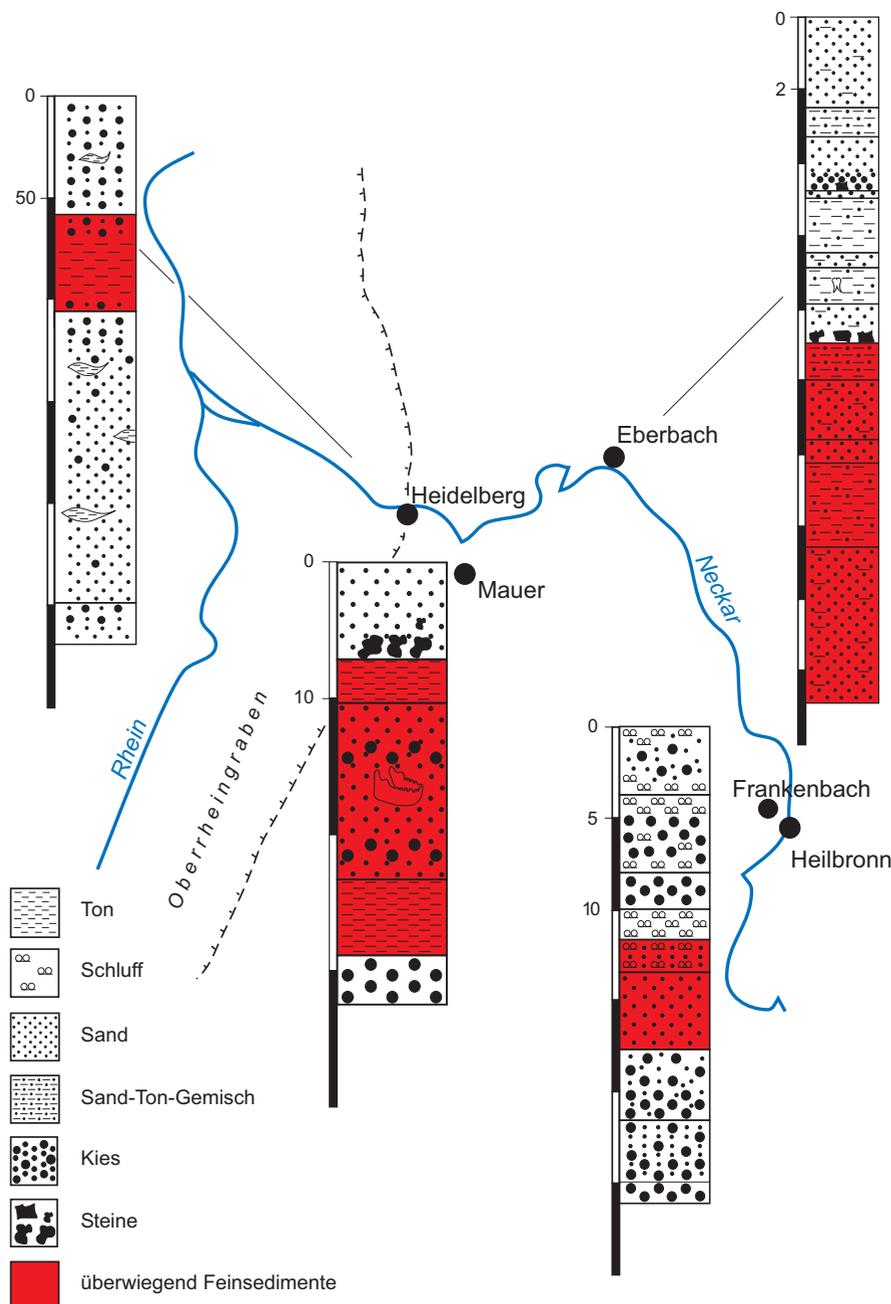
Abb. 3: Schwermineraldiagramm Forschungsbohrung Heidelberg UniNord: Ergebnisse der Schwermineraluntersuchung von Frau Dr. EVA-MARIA HAGEDORN.



Sedimenten im oberen und sandig-schluffigen Sedimenten im unteren Bereich. Die Grenze zwischen diesen beiden Bereichen liegt in der Bohrung Uni-Nord bei 299 m und markiert die Grenze zwischen der Iffezheim- und der Viernheim-Formation. An dieser Grenze ist auch in anderen Bohrungen ein markanter Wechsel in der Schwermineralzusammensetzung festzustellen. Im unteren sandig-schluffigen Bereich herrscht lokaler Einfluss, während im kiesigen Bereich vom Rand des Oberrheingrabens nach dem Innern rheinische Einflüsse immer dominanter werden. Die Grenze zwischen dem oberen und unteren Bereich ist in weiten Bereichen des nördlichen Grabens nachvollziehbar. Diese lithostratigraphische

Grenze galt früher als zeitgleich, wird aber inzwischen weithin als diachron angesehen. BARTZ (1951) sieht in dieser Grenze die Grenze zwischen Tertiär und Quartär (s. a. BARTZ 1982). Dieser Ansicht folgen auch WEIDENFELLER & KNIPPING (2008) bei Mannheimer Bohrungen (mit pollenanalytischen Untersuchungen) und HOSELMANN (2008) bei der Forschungsbohrung Viernheim. Bei der Heidelberger Bohrung weisen allerdings pollenanalytische Untersuchungen darauf hin, dass die Bohrung mit ihrer Endteufe noch im Quartär steht.

Eine Anbindung an die Neckarsedimente flussaufwärts von Heidelberg, also außerhalb des Oberrheingrabens, ist bei Mauer, Eberbach und Frankenbach (Abb. 4) möglich.



These Cromerzeitlichen Ablagerungen werden als Talerschüttungssedimente interpretiert. Als Ursache wird eine Hebung des rheinischen Schiefergebirges in Betracht gezogen (SIMON 2008). Die Parallelisierung der Feinklastika im alten Neckarverlauf mit Sedimenten der Ludwigshafen-Formation ist durch paläontologische Untersuchungen belegt (DÖPPES & ROSENDAHL 2008, LÖSCHER et al. 2008, SIMON 2008). Rheinabwärts kann die Ludwigshafen-Formation mit Ablagerungen des Mains und des Rheins bei Wiesbaden (Mosbach 2: DÖPPES & ROSENDAHL 2008, LÖSCHER et al. 2008; Haupt-Mosbach-Subformation: HOSELMANN 2008) parallelisiert werden. Weitere Korrelationen der Schichtenfolge z. B. mit Terrassen im Neckartal, und insbesondere mit den im Altpleistozän und Pliozän entstandenen Höhenschottern (BRUNNER 2001), sind bisher nicht möglich.

Abb. 4: Cromerzeitliche Neckarsedimente (rot) zwischen Heilbronn und Heidelberg (aus SIMON 2008).

Literatur

- BARTZ, J. (1951): Revision des Bohr-Profiles der Heidelberger Radium-Sol-Therme. – Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N. F. **33**: 101–125.
- BARTZ, J. (1982): m. Beitr. v. BRELIE, v. d., G. & MAUS, H.: Quartär und Jungtertiär II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. – Geol. Jb., **A63**: 3–237.
- BRUNNER, H. (2001): m. Beitr. v. KÖSEL, M., KOBLER, H.-U., RAUSCH, R., SIMON, T., URLICHS, M., SCHICK, H. & WAGENPLAST, P.: Bad Friedrichshall. – Geologische Karte 1 : 25 000 Baden-Württemberg, Blatt 6721: VI + 183 S.
- DÖPPES, D. & ROSENDAHL, W. (2008): Leben und Umwelt zur Zeit des Mittelpleistozäns – zur Paläontologie der Frankenbacher Schotter. – *museo*, **24**: 84–95.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, R. O., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2009): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 316–337, 6 Abb., 2 Tab.
- HOSELMANN, C. (2008): The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany). – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 286–315.
- LGRB (2012): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis Geologischer Einheiten – Aktualisierte Ausgabe Mai 2012. – Internet-Publ.: <http://www.lgrb.uni-freiburg.de>;
- Freiburg i. Br. (Reg.-Präs. Freiburg - L.-Amt Geol. Rohst. Bergb.).
- LÖSCHER, M., MAUL, L. C., UNKEL, I. (2008): Kleinsäugerfaunen in frühen mittelpleistozänen Flussablagerungen am Neckar, Main und Rhein. – *museo*, **24**: 96–101.
- SIMON, T. (1987): Zur Entstehung der Schichtstufenlandschaft im nördlichen Baden-Württemberg. – *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ.*, **29**: 145–167.
- SIMON, T. (1988): Flußgeschichte von Kocher und Jagst. – In: HAGDORN, H. [Hrsg.]: Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim (Sonderbände Ges. Naturkde. Württemberg) , **1**: 241–254.
- SIMON, T. (2008): Flussgeschichte des Neckars. – *museo*, **24**: 36–43.
- SIMON, T. (2010): Karten zur Landschaftsgeschichte in Baden-Württemberg. – *LGRB-Informationen*, **25**: 47–66.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flußgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **80**: 361–398.
- VILLINGER, E. (2011), m. Beitr. v. BRÜSTLE, W., FLECK, W., GROSCOPF, R., HUTH, T., LINK, G., RUCH, C., WAGENPLAST, P., WERNER, W., ZEDLER, H. & ZWÖLFER, F.: Geologische Übersichts- und Schulkarte von Baden-Württemberg 1 : 1 000 000: – 374 S.
- WEIDENFELLER, M. & KNIPPING, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from the boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 270–285.



LGRB-Informationen	26	S. 119 – 154	8 Abb.	32 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	---------	------------------------------

Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben – eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes

JÜRGEN HAHNE, DIETRICH ELLWANGER, MATTHIAS FRANZ, RÜDIGER STRITZKE
& ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER

Inhalt

Kurzfassung	121
Abstract	121
1 Einleitung	123
2 Untersuchungsrahmen, Probenahme, Aufbereitung, Interpretation	124
3 Ergebnisse	125
3.1 Nördlicher Oberrheingraben: Bohrungen des „Heidelberg Basin Drilling Project“	125
3.1.1 Heidelberg UniNord, LGRB 6517/1280, 6517/1330	126
3.1.2 Forschungsbohrung Viernheim	128
3.1.3 Bohrungen Ludwigshafen und Schifferstadt	128
3.1.4 Forschungsbohrung Forster Busch/Korschenbroich, ein nordrhein-westfälisches Referenzprofil für das Holstein-Thermomer auch im Oberrheingraben	131
3.2 Nördlicher Oberrheingraben	131
3.2.1 Weinheim Miramar, LGRB 6417/896	131
3.2.2 Mannheim-Käfertal T20, LGRB 6417/348	133
3.2.3 Mannheim A79/4/09, LGRB 6516/643	133
3.2.4 Bohrung Mannheim Ergo BK3, LGRB 6516/326	134
3.2.5 Mannheim, Benjamin Franklin Village, GWM T 1/08, LGRB 6417/994	135
3.2.6 Mannheim-Käfertal, UVB-3, LGRB 6417/724	135
3.2.7 Bohrung Brühl GT1, LGRB 6617/1364	136
3.2.8 Walldorf	136
3.2.9 Wiesloch, P4/06 und P5/06, LGRB 6717/1217, /1218	138

Autoren: Dr. JÜRGEN HAHNE • Tiefenthal 3, 37586 Dassel • E-Mail: juergenahne@gmx.de; Dr. DIETRICH ELLWANGER, Dr. MATTHIAS FRANZ und Dr. ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER • Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg • Albertstr.5, D-79104 Freiburg/i.Br., E-Mail: dietrich.ellwanger@rpf.bwl.de, matthias.franz@rpf.bwl.de, ulrike.wielandt-schuster@rpf.bwl.de; Dr. RÜDIGER STRITZKE • Geologischer Dienst NRW, De Greiff Str. 195, D-47707 Krefeld • E-Mail: ruediger.stritzke@gd.nrw.de



3.2.10 Kronau GWM M3 Hohberggruppe, LGRB 6717/1037 und Kronau MKL/04 LGRB 6717/1155	138
3.2.11 Die Mauer-Sande im Neckartal: Äquivalent der Ludwigshafen-Fm	138
3.2.12 Das Eem im Oberrheingraben	140
3.3 Mittlerer und südlicher Oberrheingraben	141
3.3.1 Bohrung Iffezheim, LGRB 7114/491	141
3.3.2 Oberhausbergen bei Strasbourg (F)	142
3.3.3 Goldscheuer-Marlen, LGRB 7412/316	144
3.3.4 Lahr, Bohrung LGRB 7612/1481	144
3.3.5 Ettenheim EWS 1/09, LGRB 7712/1537	144
3.3.6 Kenzingen, LGRB 7712/1349	145
3.3.7 Emmendingen - Mauracher Berg, LGRB 7812/728	145
3.4 Hochrheintal und Rhonegletscher	145
3.4.1 Bad Säckingen, AUD 41, LGRB 8413/627	146
3.5 Bodensee-Oberschwaben	147
3.5.1 Wattenweiler II, Tiefbrunnen KB 2, LGRB 8024/933	147
3.5.2 Hoßkirch Becken, KB 90-01, -04, -05, -06 LGRB 8022/470, /473, /474, /475	149
3.5.3 Unterpfauzenwald, LGRB 8026/229	151
4 Palynostratigraphische Synthese und Chronostratigraphie für das Quartär im Süden und Westen Baden-Württembergs	151
<i>Danksagung</i>	<i>152</i>
<i>Literatur</i>	<i>152</i>



LGRB-Informationen	26	S. 119 – 154	8 Abb.	32 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	---------	------------------------------

Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben – eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes

JÜRGEN HAHNE, DIETRICH ELLWANGER, MATTHIAS FRANZ, RÜDIGER STRITZKE
& ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER

Schlüsselworte: Palynologie, Oberrheingraben, Oberschwaben, pleistozäne Warmzeiten, Biostratigraphie, Lithostratigraphie

derung der Eiszeitenfolge. In Oberschwaben wurden bisher Bavel-Komplex, Holstein und Eem nachgewiesen.

Kurzfassung

In der baden-württembergischen Landesgeologie konnten viele sedimentologische und (litho-)stratigraphische Aufnahmen von Quartär-Bohrprofilen durch die Untersuchung von Pollenproben ergänzt werden.

Keywords: palynology, Upper Rhine Graben, Upper Swabia, pleistocene interglacials, biostratigraphy, lithostratigraphy

Abstract

Zuletzt lag der Schwerpunkt der palynologischen Untersuchungen im nördlichen Oberrheingraben. Hier gelang es, warmzeitliche pleistozäne Abschnitte aus dem Tegelen, Waal, Bavel-Komplex, Cromer-Komplex und Holstein nachzuweisen. Dazu kommt ein Vorkommen des Eem, das S. SCHLOSS in diesem Band beschreibt. Somit sind alle Elemente der norddeutschen Biostratigraphie im Sinne der STDK 2012 vorhanden, viele davon in Superposition. – Die größte Quartärmächtigkeit wurde in der 500 m tiefen Forschungsbohrung Heidelberg UniNord biostratigraphisch nachgewiesen, wo schon der unterste Kern (499–500 m) ein pleistozänes Alter (Tegelen) aufweist.

Within the Geological Survey of Baden-Württemberg the sedimentological and (litho-) stratigraphical documentation of many successions of the Quaternary has been supplemented by the investigation of pollen samples.

Weitere Schwerpunkte der palynologischen Untersuchungen betreffen den mittleren und südlichen Oberrheingraben sowie die Gebiete der alpinen Vorlandvergletscherungen am Hochrhein und in Oberschwaben. Sie dienen der biostratigraphischen Gliederung

In the last years, the palynological investigations focussed upon the northern Upper Rhine Graben (URG). We identified interglacial intervals of the Tiglian Stage, the Waalian Stage, the Bavelian Complex, the Cromerian Complex and the Holsteinian Stage. Furthermore, an Eemian succession has been identified by S. SCHLOSS (this volume). I. e. all elements of the north European biostratigraphy according to the STDK 2012 are present, many of them in superposition. – The thickest Quaternary succession was identified in the 500 m scientific core drilling Heidelberg UniNord. Already its lowermost core at 499–500 m reveals an early Pleistocene pollen spectrum (Tiglian Stage).

Autoren: Dr. JÜRGEN HAHNE • Tiefenthal 3, 37586 Dassel • E-Mail: juergenahne@gmx.de; Dr. DIETRICH ELLWANGER, Dr. MATTHIAS FRANZ und Dr. ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER • Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg • Albertstr.5, D-79104 Freiburg/i.Br., E-Mail: dietrich.ellwanger@rpf.bwl.de, matthias.franz@rpf.bwl.de, ulrike.wielandt-schuster@rpf.bwl.de; Dr. RÜDIGER STRITZKE • Geologischer Dienst NRW, De Greiff Str. 195, D-47707 Krefeld • E-Mail: ruediger.stritzke@gd.nrw.de

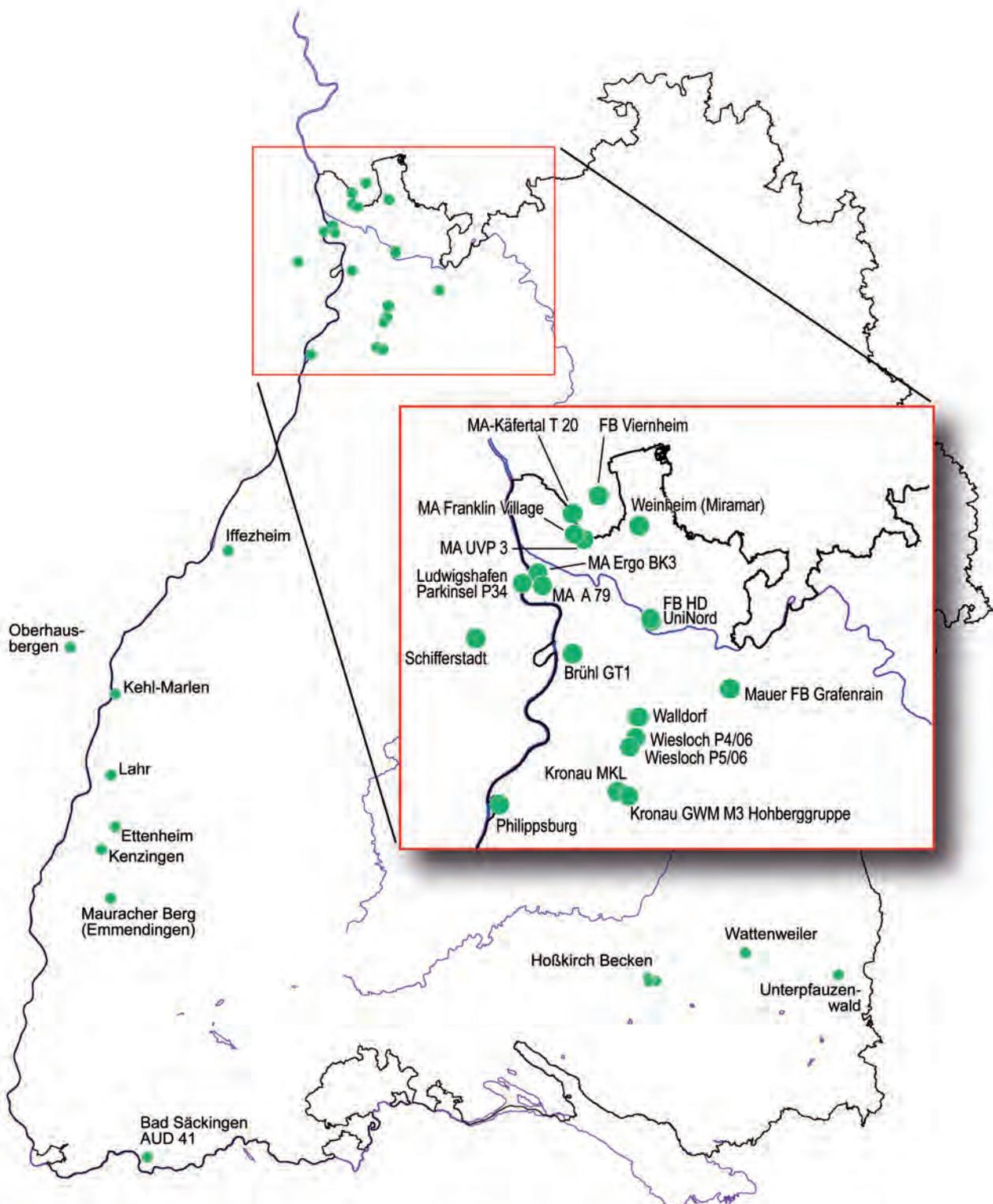


Abb. 1: Lokationen der pollenanalytisch untersuchten Bohrungen (Oberrhein, Hochrhein, Oberschwaben).



Further emphasis was given to the middle and southern URG and to the formerly glaciated areas in the northern alpine foreland, i. e. Hochrhein Valley and Upper Swabia. There, the palynological record helps to biostratigraphically subdivide the succession of the large ice advances. In Upper Swabia we so far identified the Bavelian Complex, the Holsteinian and the Eemian stages.

Tab. 1.1: Übersicht der diskutierten Lokationen (nördlicher Oberrheingraben)

Kap.	Lokation		Bohrziel	Palynologie	Warmzeiten
	Ort	LGRB-Nr.			
3.1.1	HD UniNord	6517/1280 6517/1330	Forschungsbohrung	Hahne	• Cromer • Bavel • Waal • Tegelen
3.1.2	Viernheim	HLUG 6417/226	Forschungsbohrung	Litt Heumann	
3.1.3	LU-Parkinsel P34	LGB-RLP 6516/593	Hydrogeologie	Knipping	• Holstein • Cromer • Frühpleistozän
	Schifferstadt	LGB-RLP 6516/8047	Hydrogeologie	Knipping	• Cromer • Bavel • Tegelen • Pliozän
3.1.4	Forster Busch / Korschensbroich	GD-NRW 4805/G-37	Forschungsbohrung	Hahne Stritzke	• Holstein
3.2.1	Weinheim	6417/896	Geothermie	Hahne	• Pliozän
3.2.2	MA Käfertal	6417/348	Hydrogeologie	Hahne	• Holstein • Cromer • Bavel
3.2.3	MA A79/4/09	6516/643	Hydrogeologie	Hahne	• Holstein • Cromer • Bavel
3.2.4	MA Ergo BK3	6516/326	Baugrund	Hahne	• Cromer
3.2.5	MA Franklin Village	6417/994	Hydrogeologie	Hahne	• Holstein
3.2.6	MA UVP3	6417/724	Hydrogeologie	Knipping	• Cromer
3.2.7	Brühl	6617/1364	Geothermie	Hahne	• Cromer • Bavel • Tegelen
3.2.8	Walldorf	6617/1110 6617/1186 6617/1187	Hydrogeologie	Hahne	• Holstein
3.2.9	Wiesloch	6717/1217 6717/1218	Hydrogeologie	Hahne	• Holstein • Cromer
3.2.10	Kronau MKL	6717/1037	Hydrogeologie	Bludau	• Holstein • Cromer
	Kronau GWM M3 Hohberg- gruppe	6717/1155	Hydrogeologie	Bludau	• Holstein • Cromer • Bavel
3.2.11	Mauer Grafenrain	6618/1173	Forschungsbohrung	Urban	• Cromer
3.2.12	Philippsburg	6716/943	Forschungstauchung	Schloss	• Eem

1 Einleitung

Im Rahmen der landesweiten geologischen Neukartierung Baden-Württembergs im Maßstab 1 : 50.000 wird auch das Quartär zurzeit lithostratigraphisch einheitlich neu bearbeitet. Hierzu sollen die vorhandenen palynologischen Zeitmarken „aus einem Guss“ zusammenfassend dargestellt werden.

Die Untersuchungen betreffen den Oberrheingraben und Oberschwaben. Highlight ist die 500 m tiefe Forschungsbohrung Uni-Nord in Heidelberg, die im Rahmen des „Heidelberg Basin Drilling Project“ gemeinsam vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik Hannover (LIAG) und dem Geologischen Dienst Baden-Württemberg (LGRB) beauftragt wurde. Ebenfalls am Heidelberg Projekt beteiligt sind die geologischen Dienste aus Hessen (HLUG) mit der Forschungsbohrung Viernheim sowie Rheinland-Pfalz (LGB-RLP) mit eigenen Kernbohrungen in Ludwigshafen und Schifferstadt.

Dazu kommen weitere Bohrungen aus der Angewandten Geologie (v. a. Hydrogeologie und Geothermie), die für die Landesgeologie wichtige Daten liefern.

Abb. 1 sowie Tab. 1.1, 1.2 und 1.3 geben eine Übersicht der im Folgenden diskutierten Lokationen.

Tab. 1.2: Übersicht der diskutierten Lokationen (südlicher Oberrheingraben)

Kapitel	Lokation		Bohrziel	Palynologie	Warmzeiten
	Ort	LGRB-Nr			
3.3.1	Iffezheim	7114/491	Rohstoffbohrung, Forschungsbohrung	Bludau	• Cromer • Bavel/Waal • Tegelen
3.3.2	Oberhausbergen	BRGM	Greiferbohrung	Hahne	• Cromer ? • Bavel/Waal • Tegelen
3.3.3	Kehl-Marlen	7412/316	Hydrogeologie	Bludau	• Bavel • Tegelen
3.3.4	Lahr	7612/1481	Geothermie	Hahne	• Tegelen
3.3.5	Ettenheim	7712/1537	Geothermie	Hahne	• Mittelpleistozän
3.3.6	Kenzingen	7712/1349	Hydrogeologie	Hahne	• Stadial
3.3.7	Mauracher Berg	7812/728	Hydrogeologie	Bludau	• Cromer

Tab. 1.3: Übersicht der diskutierten Lokationen (Hochrhein, Oberschwaben)

Kapitel	Lokation		Bohrziel	Palynologie	Warmzeiten
	Ort	LGRB-Nr			
3.4.1	Bad Säckingen AUD41	8413/627	Baugrund	Hahne	• Holstein
3.5.1	Wattenweiler	8024/933	Hydrogeologie	Bludau	• Holstein
3.5.2	Hoßkirch Becken	8022/470 8022/473 8022/474 8022/475	Hydrogeologie	Bludau	• ?Eem • Holstein
3.5.3	Unterpfauzenwald	8026/229	Forschungsbohrung	Bludau	• Bavel

2 Untersuchungsrahmen, Probenahme, Aufbereitung, Interpretation

Der größere Teil der Ergebnisse umfasst **aktuelle Untersuchungen**, die JÜRGEN HAHNE im Auftrag des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau am Regierungspräsidium Freiburg (LGRB) durchgeführt hat. Zusätzlich wurden Pollenanalysen aus dem **Archiv des LGRB** und aus der aktuellen Literatur berücksichtigt: Zum einen Befunde von W. BLUDAU aus seiner Zeit als Mitarbeiter des LGRB in den 1990er Jahren, die, obwohl geologisch sehr wichtig, bisher noch nicht publiziert waren, zum anderen Veröffentlichungen von M. KNIPPING (2004, 2008).

Teilweise standen die Zähltabellen von W. BLUDAU für die vorliegende Arbeit nicht zur Verfügung. Es sind jedoch recht genaue Baumpollen-Diagramme

vorhanden. Für die vorliegende Arbeit wurden für einige der Diagramme die BP-Werte abgegriffen, neu berechnet und geplottet. Die Bearbeitungen von W. BLUDAU folgen der Tradition der Hohenheimer-Schule, in diesem Sinn sind auch BLUDAU (1995) und die in kurzen Auszügen in ELLWANGER (2003) publizierten palynologischen Ergebnisse zu verstehen. Die neueren pollenanalytischen Untersuchungen an baden-württembergischen Bohrungen wurden von J. HAHNE ausgearbeitet und stehen in der Tradition der Göttinger Schule. Die vorliegende Arbeit bietet nun erstmalig die Möglichkeit eine landesweit einheitliche Interpretation der verfügbaren Pollendaten zu veröffentlichen.

Bei den meisten der untersuchten Profile handelt es sich um **Bohrungen**, darunter Kern-, Rammkern-, Schappen-, aber auch Spülbohrungen. Während bei den drei erstgenannten Bohrverfahren die Pollenproben aus mehr oder weniger unversehrt Material stammen, steht bei Spülbohrungen in der Regel nur eine „zufällige“ Mischprobe pro Bohrmeter zur Verfügung. Letzteres wird oft kritisch gesehen, denn bei einer Spülprobe ist meist nicht feststellbar, aus welchem Bereich des gebohrten Intervalls die



Probe stammt; die pollenführenden Abschnitte sind scheinbar kurz (z. B. würde 2 m Torf durch 2–3 Proben repräsentiert); die Korrelation mit pleistozänen Entwicklungen (Einwanderungs-Sukzessionen) ist in der Regel schwierig. Eher möglich ist, bestimmte Abschnitte auszuschließen, oder, im Frühpleistozän, zwischen Kalabrium (Bavel oder Waal) und Gelasium (Tegelen) zu unterscheiden. Doch auch wenn Material aus Kern- oder Schuppenbohrungen vorzuziehen ist, können selbst Spülproben landesgeologisch und stratigraphisch hilfreiche Informationen liefern. Leider kommt gar nicht so selten auch der umgekehrte Fall vor: Proben von viel versprechenden humosen Abschnitten aus Kernbohrungen guter Qualität, erweisen sich als nicht pollenführend oder haben eine nur geringe Pollendichte mit indifferenten Spektren.

Aufbereitung der Proben: Für die palynologischen Untersuchungen wurden jeweils 1–2 cm² Probenmaterial aufbereitet. Um die anorganischen Bestandteile aufzulösen, wurden die Proben in 70 %ige Flußsäure (HF) überführt und mit Hilfe von Ultraschall über einem Netz (Maschenweite 6 x 8 µm) abgeseibt und anschließend mit dem herkömmlichen Acetolyse-Gemisch angefärbt. Torfige Proben wurden zusätzlich in einer 10 %igen KOH-Lösung erhitzt und grobe organische Bestandteile mit einem Sieb (200 µm) abgetrennt.

Die **Pollendiagramme** sind stets als Gesamtdiagramme berechnet, wobei alle Baumpollen (BP) und Nichtbaumpollen (NBP) die Grundsumme der gezählten Pollenkörner (Pk) bilden. Nicht berücksichtigt sind die Wasserpflanzen, alle Sporen und Algen.

Die biostratigraphische **Interpretation** folgt der klassischen Darstellung der pleistozänen Interglaziale durch W. ZAGWIJN (z. B. 1985), mit der Warmzeitenabfolge von Tegelen, Waal, Bavel-Komplex, Cromer-Komplex, Holstein und Eem. Dies entspricht der Lesart der STD 2002, wie sie zuletzt in der STDK 2012 durch die Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK) publiziert wurde.

Als **geologischer Rahmen** dient die aktuelle lithostratigraphische Quartärgliederung (LithoLex 2011 ff., LGRB-Symbolschlüssel 2012). Darin sind berücksichtigt regionale Gliederungen für den nördlichen Oberrheingraben (Iffezheim-, Viernheim-, Ludwigshafen- und Mannheim-Formation), den südlichen Oberrheingraben (Iffezheim-, Breisgau- und Neuburg-Formation), den Hochrhein (Haseltal-Formation) und Oberschwaben (Günz-Deckenschotter, Mindel-Deckenschotter, Steinental-, Dietmanns-, Illmensee- und Hasenweiler-Formation). Zu beachten ist, dass die Grenzen zwischen lithostratigraphischen Einheiten diachron sein können. Dies gilt

es bei Korrelationen zu berücksichtigen. Eine biostratigraphische Einstufung an einer Lokation bedeutet nicht zwangsweise und immer, dass dieselbe lithostratigraphische Einheit an einer anderen Lokation auch dieselbe biostratigraphische Reichweite hat.

3 Ergebnisse

Das „Heidelberg Basin Drilling Project“ mit der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord steht im Mittelpunkt der hier vorgelegten Untersuchungen. Die Ergebnisse betreffen vor allem das Frühpleistozän. Sie werden zuerst dargestellt (Kap. 3.1), ergänzt durch eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Bohrungen Viernheim (Hessen) und Ludwigshafen P34 (Rheinland-Pfalz), die ebenfalls im Heidelberg Projekt untersucht wurden. Sie dienen als Referenz für die Interpretation der anderen Vorkommen.

Es folgen weitere Ergebnisse aus dem nördlichen Oberrheingraben (Kap. 3.2), sodann aus dem mittleren und südlichen Oberrheingraben (Kap. 3.3), und schließlich aus den Gebieten der alpinen Vorlandgletscher am Hochrhein (Rhonegletscher) und in Oberschwaben (Rheingletscher, Kap. 3.4).

3.1. Nördlicher Oberrheingraben: Bohrungen des „Heidelberg Basin Drilling Project“

In Bezug auf den Rhein als Transportsystem für alpine Sedimente entspricht der nördliche Oberrheingraben dem distalen Teil dieser kontinentalen Sedimentfalle. Hier sind daher immer wieder feinkörnige Sedimente abgelagert und erhalten, wie sie für pollenanalytische Untersuchungen benötigt werden.

Lithostratigraphische Gliederung für den Nordgraben (LithoLex 2011 ff., LGRB 2012):

- Die Iffezheim-Formation besteht aus drei Haupt-Lithofaziestypen: (1) grauen, meist gut sortierten bedload-Sanden, (2) matrixreichen Sanden (oft kaolinreich), und (3) bunten, gelegentlich diamiktischen Tonen mit Spurenfossilien (oft resedimentiert). Die Sande (1) gradieren gelegentlich in fahlgraue bis humose, oft pollenführende Feinsedimente. Häufig waren diese Feinsedimente umgelagert (vermutlich eher geringe Transportweiten). Lithofazies (2) und (3) waren pollenfrei.

- Die Viernheim-Formation ist in der Regel zweigeteilt: sie besteht unten aus Sand-Feinsediment-Zyklen (mixed load-overbank, am Top immer wieder humos bis torfig = potenziell pollenführend: Neuzenhof-Subformation), oben dominieren eher eintönige Sande (überwiegend bedload, Feinsedimente nicht, oder nur selten erhalten: Neuzenlache-Subformation).
- Die Ludwigshafen-Formation umfasst meist mehrere Feinsediment-Zyklen (sandige bis humose, oft pollenführende Feinsedimente, meist overbank, am Graben-Ostrand gelegentlich lakustrin). Diese Einheit ist nur im zentralen Teil des Nordgrabens ausgebildet.
- Die Mannheim-Formation setzt mit recht groben, oft geröllführenden Sanden meist sehr markant ein. Selbst wenn die Ludwigshafen-Formation im Liegenden nicht ausgebildet ist, kann die Basis Mannheim-Formation genau daran erkannt werden. Die Sukzession besteht aus zwei bis drei Zyklen, unten alpine, oben lokale Provenienz der Sedimente. Pollenführende Feinsedimente sind eher selten, sie können in Feinsedimenten ehemaliger „Altarme“ erhalten sein.

Der palynostratigraphische Ansatz im nördlichen Oberrheingraben fokussiert auf Feinsedimente in den bedload-Sanden der Iffezheim-Formation, auf den unteren Teil der Viernheim-Formation und auf die Ludwigshafen-Formation.

3.1.1 Heidelberg UniNord, LGRB 6517/1280 und 6517/1330

Ziel der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord war, das quartäre Subsidenzzentrum des Heidelberger Beckens zu erschließen, um eine möglichst hoch auflösende Sedimentsukzession zu erhalten. Nach ausführlichen Voruntersuchungen (BUNESS & GABRIEL, dieser Band) wurde eine Lokation im Neuenheimer Feld am nördlichen Rand des Heidelberger Universitätscampus als geeignet identifiziert („UniNord“). Die technisch angestrebte Teufe von 500 m wurde in zwei Bohrphasen erreicht (erste Bohrung LGRB 6517/1280 bis 190 m, zweite Bohrung LGRB 6517/1330 bis 500 m). Die Quartärbasis im „Heidelberger Loch“ lag jedoch tiefer als erwartet, mit der Folge, dass die stratigraphische Auflösung teilweise besser war als erhofft, das formale Bohrziel „Quartärbasis“ jedoch nicht erreicht wurde (ELLWANGER et al. 2008a).

Die hohe Quartärmächtigkeit hat neben tektonischer Subsidenz auch mit Kompaktion des liegenden Präquartärs zu tun, ausgelöst u. a. durch den Input recht mächtiger proximaler Grobsedimente des Neckars (die der stratigraphischen Auflösung nicht dienlich sind).

Die lithostratigraphische Abfolge und die palynologisch identifizierten Interglaziale (Thermomere) und Kaltphasen sind in Tab. 3.1.1 dargestellt.

Während sich das Spätpleistozän (Eem) gar nicht, und das Mittelpleistozän (Holstein-Warmzeit und Cromer-Komplex) nur mit wenigen, schlecht erhaltenen Pollenproben einer nicht näher bestimmbar Warmzeit des Cromer-Komplexes darstellte, tritt das Frühpleistozän, hier insbesondere die warmzeitlichen Abschnitte des Bavel-Komplexes, des Waal und des Tegelen, differenzierter hervor.

Der jüngste, frühpleistozäne Abschnitt, das **Bavel**, ist stets durch das erstmalige Auftreten von *Tsuga*, der Hemlocktanne, charakterisiert und hebt sich dadurch vom Mittelpleistozän ab. Obwohl diesem Abschnitt nur wenige Pollenproben zugeordnet werden konnten, war sein Nachweis in UniNord aufgrund des Fehlens von *Carya* und *Ostrya*-Typ sowie der insgesamt recht kühlen Ausprägung im Vergleich zum Waal unzweifelhaft.

Die Kaltzeit des Menap ist pollenanalytisch (im Sinne eines Pollenspektrums für kühles Klima zwischen Bavel und Waal) nicht nachgewiesen.

Tab. 3.1.1: Bohrung UniNord, lithostratigraphische Gliederung und palynologisch identifizierte Interglaziale und Kaltphasen. Viernheim-Fm, Ludwigshafen-Fm und Mannheim-Fm hier mit proximalen Neckar-Grobsedimenten (Randfazies).

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 56	Mannheim-Fm		
56 – 126	Ludwigshafen-Fm	bei 87	Cromer
126 – 299	Viernheim-Fm	162 – 163	Bavel
		180 – 208	Waal
		208 – 340	Eburon
299 – 500	Iffezheim-Fm	340 – 500	Tegelen

In den Sequenzen, die dem **Waal** zugeordnet werden konnten, befand sich eine Torfschicht mit einer Mächtigkeit von 1,7 m (Abb. 2). Die Pollenspektren reflektieren eine Waldvegetation, die zunächst von Kiefer und Fichte, später auch von Hemlocktanne, Eiche, Erle und Hainbuche geprägt ist. Charakteristisch für diesen Abschnitt sind die mit geringen Anteilen auftretenden „**frühpleistozänen Elemente**“

Tsuga, *Pterocarya*, *Eucommia*, *Carya*, *Ostrya*-Typ und *Celtis*. Das Pollendiagramm zeigt eine signifikante Übereinstimmung mit dem Leerdam-Profil (ZAGWIJN & DE JONG, 1984), das die Typuslokalität für das Waal darstellt. Die Übereinstimmung beider Diagramme beschränkt sich nicht nur auf das Spektrum der Baumarten, sondern auch ihre prozentualen Anteile sind sich sehr ähnlich (HAHNE et al. 2008).

Im Liegenden des Waal fielen mehrere höffige Pollenproben an, die offenbar einen sehr lichten Kiefernwald reflektieren. Sie werden der Kaltphase **Eburon** zugeordnet. Dies betrifft einen recht langen Abschnitt des Bohrkerns von 132 m.

Die unteren 160 m, also ca. ein Drittel des gesamten Bohrkerns, entsprechen dem ältesten pleistozänen Thermomer, dem **Tegelen**. Pollenführend waren immerhin 57 m, in den Abschnitten 358–378 m, 417–427 m und 473–500 m (Abb. 3). Im Tegelen treten letztmalig (hier bis maximal 15 %) die sogenannten „**pliozänen Elemente**“ auf. Dazu gehören insbesondere *Sequoia*- und *Taxodium*-Typ, *Sciadopitys*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Cistaceae* und *Parthenocissus*, die im Verlauf des Tegelen kontinuierlich abnehmen. Auch die Konifere *Sciadopitys* erreicht im Tegelen ihre maximale Ausbreitung und ist im Waal nicht mehr nachzuweisen. Sehr typisch sind hier auch Nachweise mehrerer *Pinus*-Arten, unter denen besonders der *Haploxylon*-Typ häufig auftritt. Eine eindeutige Abgrenzung zum Reuver B, der letzten Phase des Pliozäns, wird durch die stets geschlossene Kurve von *Fagus* aufgezeigt. Andererseits machen ansteigende Werte der pliozänen Elemente in den ältesten Proben der Bohrung deutlich, dass die Basis des Tegelen nicht mehr allzu fern sein kann. Eine frühpleistozäne Kaltphase – Prätegelen – und das pliozäne Reuver sind jedenfalls nicht erkennbar.

3.1.2 Forschungsbohrung Viernheim

Die Forschungsbohrung Viernheim ist der hessische Beitrag zum Heidelberg Basin Drilling Project (HOSSELMANN 2008). Sie repräsentiert den Zentralteil des Heidelberger Beckens und ist Namensgeber für die Viernheim-Fm, die von 66–225 m durchteuft wurde. Die Zweiteilung der Viernheim-Fm kommt hier besonders charakteristisch zum Ausdruck: oben eintönige Sande der Neuzenlache-Sfm, unten grobfein-Zyklen der Neuzenhof-Sfm (Tab. 3.2.11). Eine Besonderheit stellt ein Grobsediment-Impuls des Neckars dar, der erstmals innerhalb der Neuzenhof-Sfm bei 185,2 m einsetzt und die Rhein-Dynamik bis hinauf in die Neuzenlache-Sfm an mehreren Stellen überlagert (<156,5 m). Vergleicht man

dies mit den Bohrprofilen UniNord I und II könnte es sich dort entweder um den in 299 m Teufe ausgeprägten Grobsediment-Impuls der Eburon Zeit handeln, wahrscheinlicher ist aber ein jüngerer fluvialer Impuls des Neckars (ELLWANGER et al. 2008a).

Tab. 3.1.2: Forschungsbohrung Viernheim, HLOG 6417/226, lithostratigraphische Übersicht, Palynologie in Arbeit.

Lithostratigraphie		
Teufe	Einheit	
0 – 40,0 m	Mannheim-Fm	
40,0 – 77,0 m	Ludwigshafen-Fm	
77,0 – 156,4 m	Viernheim-Fm	Neuzenlache-Sfm
156,4 – 225 m		Neuzenhof-Sfm
225 – >350 m	Iffezheim-Fm	

3.1.3 Bohrungen Ludwigshafen und Schifferstadt

Die Bohrungen Ludwigshafen und Schifferstadt sind der rheinland-pfälzische Beitrag zum Heidelberg Basin Drilling Project (WEIDENFELLER & KNIPPING 2008). Sie repräsentieren den Westrand des Heidelberger Beckens. Beide Bohrungen zeichnen sich durch exzellente Pollenerhaltung aus; die Analyse und Interpretation der Pollenspektren erfolgte durch M. KNIPPING. Sie folgt nicht unmittelbar der nordeuropäischen Warmzeiten-Gliederung, sondern entwickelte zunächst eine lokale Biostratigraphie mit den Einheiten Schifferstadt-Interglazial, Mannheim-Interglazial und Ludwigshafen-Interglazial (KNIPPING 2008 und WEIDENFELLER & KNIPPING 2008). Diese Gliederung ist bisher nur teilweise mit den Kurpfälzer Ergebnissen kompatibel. Wir versuchen hier, im Sinne einer Diskussionsvorlage, eine grenzüberschreitende Verknüpfung.

Die Bohrung **Ludwigshafen-Parkinsel P34, LGB-RLP 6516/593**, ist namensgebend für die Ludwigshafen-Fm. Im Intervall 0–177 m besteht sie vorwiegend aus alpinen Sedimenten mit wenigen Lokaleinschaltungen aus dem Pfälzerwald, darunter Lokalsedimente der Iffezheim-Fm (Tab. 3.1.3.1). Drei Besonderheiten sind hervorzuheben: Der untere Teil der Mannheim-Fm ist bereits recht feinkörnig ausgebildet (grob-fein-Zyklus ~ 20,7–12,7 m); in den Sanden der Neuzenlache-Sfm (97,8–59,0 m) sind mehrere Feinlagen erhalten; die Basis der Neuzenhof-Sfm (176,2–161,8 m) wird von einer massiven Lage aus groben bedload-Sanden gebildet.

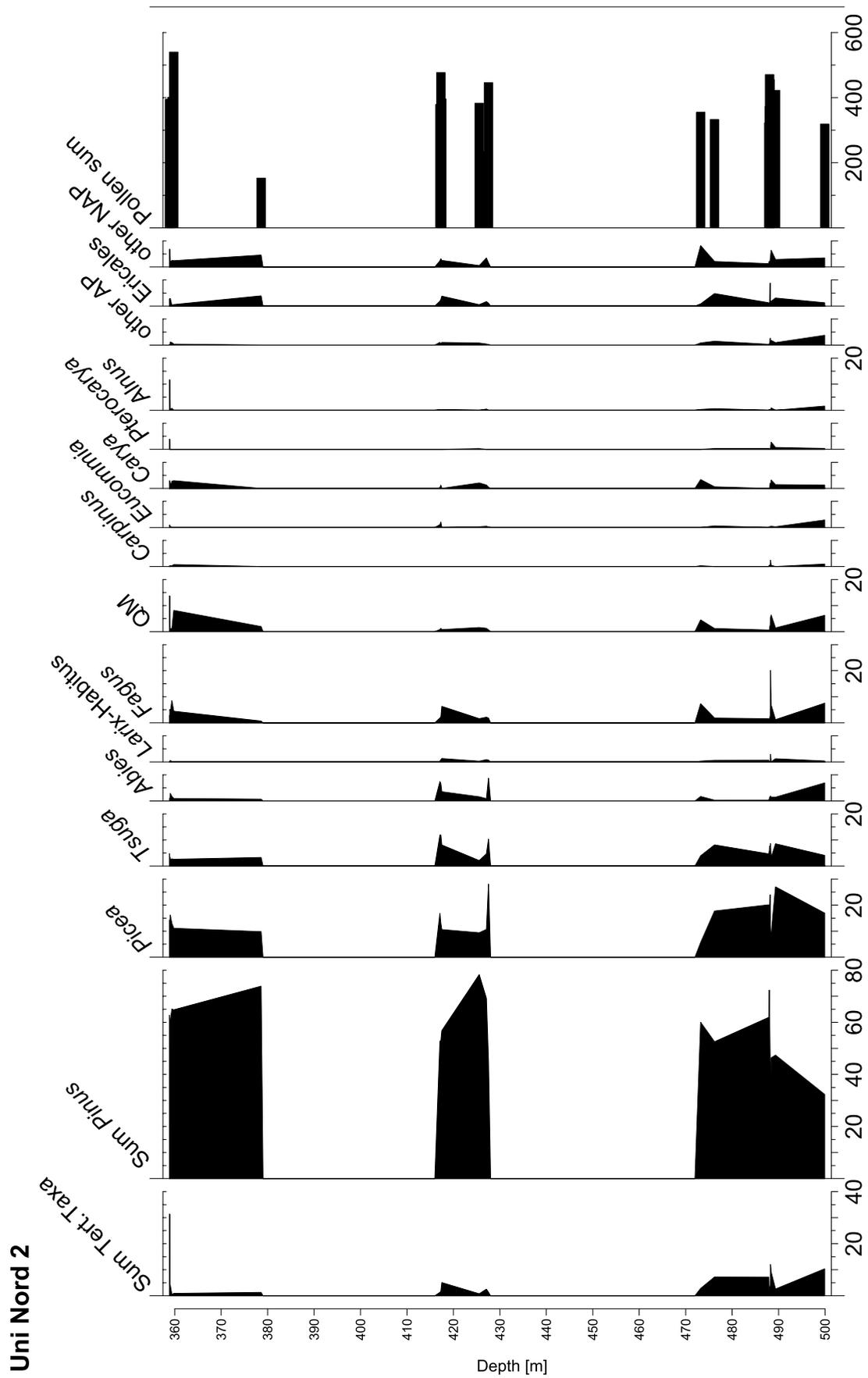


Abb. 3: Das Tegelen im Pollendiagramm der Bohrung Heidelberg UniNord bei 360 – 500 m.

Tab. 3.1.3.1: Bohrung Ludwigshafen-Parkinsel P34: LGB-RLP 6516/593, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 20,2	Mannheim-Fm		
20,2 – 40,2	Ludwigshafen-Fm	26,56 – 29,05	Mannheim-Interglazial (Cromer-Typ Kärlich)
		36,9 – 38,4	Ludwigshafen-Interglazial (Cromer unbestimmt)
40,2 – 175,5	Viernheim-Fm	103,75 – 103,8	<i>Tsuga</i> ~ Frühpleistozän
175,5 – >300	Iffezheim-Fm	186 m; 201 m	Pliozän

M. KNIPPING unterscheidet innerhalb der Ludwigshafen-Formation zwei Abschnitte unterschiedlicher Pollenführung: die etwas jüngere Mannheim Warmzeit erkennt sie in einem zweigeteilten Abschnitt (26,56–29,05 m Teufe) mit EMW-Anteilen, *Abies*, *Carpinus* und *Taxus*. Etwas tiefer (36,9–38,4 m Teufe) sind warmzeitliche Proben vor allem durch das Fehlen von *Carpinus*, *Abies* und *Fagus* gekennzeichnet und werden in ein Ludwigshafen-Interglazial gestellt.

Die Mannheim-Warmzeit parallelisieren WEIDENFELLER & KNIPPING (2008) unter Vorbehalt mit der Cromer-Warmzeit in der Bohrung Mannheim UVB 3, bzw. halten sie für höchstwahrscheinlich korrelierbar mit dem Kärlich-Interglazial (URBAN 1983, BITTMANN, 1992, siehe 3.2.6). Die Ludwigshafen-Vergesellschaftung zeige einige Ähnlichkeiten mit der Flora, die in 47–52 m Teufe in der Bohrung Mannheim Ergo BK3 identifiziert wurde (siehe hierzu 3.2.4).

Durch den Nachweis von *Tsuga* in den Pollenproben 103,75 und 103,8 m kommt spätestens hier der Beginn des Frühpleistozäns in Betracht. Die Grenze Pliozän/Pleistozän bei 177 m Teufe beruht auf „typisch tertiären Pollenspektren“.

Die Bohrung **Schifferstadt, BK 30c GM, LGB-RLP 6516/8047** durchteuft weitgehend lokale Sedimente. Eine Einschaltung von alpinen Sedimenten bei 72,7–91,2 m entspricht einer kurzen Erweiterung des Beckens nach Westen (Tab. 3.1.3.2).

KNIPPING (2008) beschreibt mehrere pollenführende Abschnitte:

21.82–24.14 m: Das Pollendiagramm dieses Abschnitts beginnt mit einer spätglazialen Phase, die geprägt ist durch *Juniperus*. Mit dem Beginn der Warmzeit kommt es mehr oder weniger gleichzei-

tig zu einer Ausbreitung von *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus* und *Abies*, wobei die EMW-Arten dominieren. Etwas später tritt *Taxus* auf. Diese Situation, im Zusammenhang mit sehr geringen *Picea*-Anteilen sowie der sehr spät und mit geringen Werten auftretenden Gattung *Carpinus*, machen eine Korrelation mit dem zweitältesten Interglazial des **Cromer-Komplexes** (Typ Hunteburg, HAHNE et al. 1994) sehr wahrscheinlich. Die in Betracht gezogene Möglichkeit, oberhalb von 22,45 m könne ein zweites Interglazial vorliegen, wird von uns als eher unwahrscheinlich eingeschätzt.

36.21–36.58 m: Die Pollenspektren dieser Sequenz weisen hohe NBP-Anteile auf. Aufgrund des Vorkommens von *Tsuga* kann eine Korrelation mit dem **Frühpleistozän** erfolgen. Die kühle, feuchte Klimasituation mit hohen Ericaceen-Anteilen erinnert an vergleichbare Pollenspektren aus der Bohrung Mannheim A79/4/09, die dort dem **Bavel-Komplex** zugeordnet wurden (vgl. 3.2.3).

51.71–52.34 m: Es handelt sich um einen indifferenten, von *Pinus*, *Larix*, *Juniperus* und NBP geprägten Abschnitt, der ein kaltes kontinentales Klima vermittelt.

80,21–84,53 m: Dieser Abschnitt ist dem **Tegelen** zuzuordnen, da zusammen mit tertiären Elementen auch *Fagus* auftritt. Es gibt jedoch markante Unterschiede zu den tegelenzeitlichen Sequenzen in UniNord: die *Carpinus*-Werte sind in Schifferstadt höher, die Kurve der tertiären Elemente ist nicht geschlossen und *Ulmus* erreicht Anteile > 30 %. Es könnte sich um die jüngere Phase des Tegelen A handeln.

Unterhalb 91 m: **Pliozäne Pollenflora** mit hohen Werten von tertiären Elementen.

Tab. 3.1.3.2: Bohrung Schifferstadt, BK 30c GM, LGB-RLP 6516/8047, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 72,7	Quartär im Ober-rheingraben	21.82 – 24.14	Schifferstadt-Interglazial, Cromer (Typ Hunteburg)
		36.21 – 36.58	Bavel-Komplex
		51.71 – 52.34	Stadial
72,7 – 91,2	Viernheim-Fm	80,21 – 84,53	Tegelen A
91,2 – >200	Iffezheim-Fm		Pliozän



3.1.4 Forschungsbohrung Forster Busch / Korschenbroich, ein nordrhein-westfälisches Referenzprofil für das Holstein-Thermomer auch im Oberrheingraben

Da im gesamten Oberrheingebiet bisher nur lückenhafte Holstein-Sukzessionen bekannt sind, beziehen wir uns auf ein Referenzprofil aus dem Niederrheingebiet. Das Profil „Forster-Busch“ bei Korschenbroich ist aufgeschlossen durch eine Forschungsbohrung des Geologischen Dienstes von Nordrhein-Westfalen (GD-NRW 4805/G-37).

Im Niederrheingebiet setzt sich das „European Cenozoic Rift System“ nördlich des Rheinischen Schiefergebirges fort. Mehrere tektonische Schollen unterscheiden sich durch stärkere oder schwächere Subsidenz, und entsprechend wechselnd mächtige Bedeckung mit quartären Sedimenten. Ein zentrales Element ist die Venloer Scholle.

Die Forschungsbohrung wurde im Norden der Venloer Scholle angesetzt, die hier eine leichte Horstposition gegenüber den benachbarten Schollen besitzt. Demzufolge waren mittelpleistozäne Schichten recht oberflächennah zu erwarten. Die Bohrung wurde bei 30 m Teufe im Unteren Schneckensand (Krefeld-Schichten) beendet.

Unter ca. 7 m mächtigen Lösslehmern des jüngeren Pleistozäns wurden bis zu einer Teufe von 18,05 m Silte und Sande der Jüngeren Mittelterrasse (Drenthe-Stadium) erbohrt. Bis zur Endteufe von 30 m folgten darauf überwiegend tonige Silte, aber auch kohlig-torfige Ablagerungen des Unteren Schneckensandes (Krefeld-Schichten), die ins Holstein gehören (Tab. 3.1.4).

Die Abfolge erwies sich als sehr pollenreich, die Pollensukzession ist in Abb. 4 dargestellt.

Charakteristisch ist die Dominanz von *Abies* und *Pinus* in Verbindung mit hohen *Pterocarya*-Werten (bis 20 %). Markant ist auch der Nachweis von *Azolla*. *Fagus* ist moderat vor allem im unteren Profilabschnitt vertreten. Der Eichenmischwald ist komplett nachgewiesen, doch insgesamt unbedeutend. Selten erreicht die Gesamtsumme seiner Pollen Werte über 10 %. Entscheidend für die Korrelation mit der Holstein-Warmzeit ist neben durchgehend hohen *Pinus*- und *Abies*-Quoten vor allem der hohe Anteil von *Pterocarya*.

Tab. 3.1.4: Forschungsbohrung Forster Busch / Korschenbroich, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 7	Lößsediment		Verm. Weichsel-Kaltzeit
7 – 18,05	Jüngere Mittelterrasse		Saale-Kaltzeit
18,05 – 30	Krefeld-Schichten	18,05 – 29,98	Holstein-Warmzeit

3.2 Nördlicher Oberrheingraben

Die lithostratigraphische Gliederung des nördlichen Oberrheingrabens (siehe Kap. 3.1.) verzeichnet an der Basis Lokalsedimente der Iffezheim-Fm, die von den distalen alpinen Sedimenten der Viernheim-Fm abgelöst werden, darüber die meist feinklastische Ludwigshafen-Fm und die grobklastische Mannheim-Fm mit zunehmend lokaler Provenienz. Die Ludwigshafen-Fm ist nur im Bereich größter Subsidenz entwickelt, somit stellenweise (insbesondere im Südtail) nicht abgelagert bzw. nicht erhalten.

3.2.1 Weinheim Miramar, LGRB 6417/896

Wegen der großen Quartärmächtigkeiten im baden-württembergischen Teil des nördlichen Oberrheingrabens erreichen nur wenige Bohrungen das Präquartär (Reuver, Pliozän). Daher stehen bisher kaum aktuelle Analysen pliozäner Pollenspektren zur Verfügung, obwohl ihre Kenntnis als Ausgangspunkt der pleistozänen Vegetationsentwicklung wichtig ist. Leider gelang in den aktuellen baden-württembergischen Bohrungen bisher kein entsprechender Nachweis. Es gibt jedoch in einigen Bohrprofilen Spektren, die als aufgearbeitete pliozäne Spektren interpretiert werden, z. B. eine Probe bei 358 m in UniNord II (LGRB 6717/1330) mit über 30 % tertiären Elementen (siehe Abschnitt 3.1.1).

In der Thermalwasserbohrung Miramar in Weinheim (LGRB 6417/896) ergibt eine Probe aus 66 m folgendes Spektrum: *Sequoia*-Hab. 59 %, *Taxodium*-Hab. 10,5 %, *Cupressaceae* 8 %, *Nyssa* 1,2 %, *Betula* 5 %; außerdem geringe Anteile von *Symplocos*, *Tsuga*, *Ostrya*-Hab., *Castanea*, *Myricaceae* und *Ulmus*. Diese Probe repräsentiert in vorzüglicher Weise den spättertiären Sumpfwald, der sich bis zum Beginn des Pleistozäns in den Niederungen der späteren Rheinauen ausbreitete.

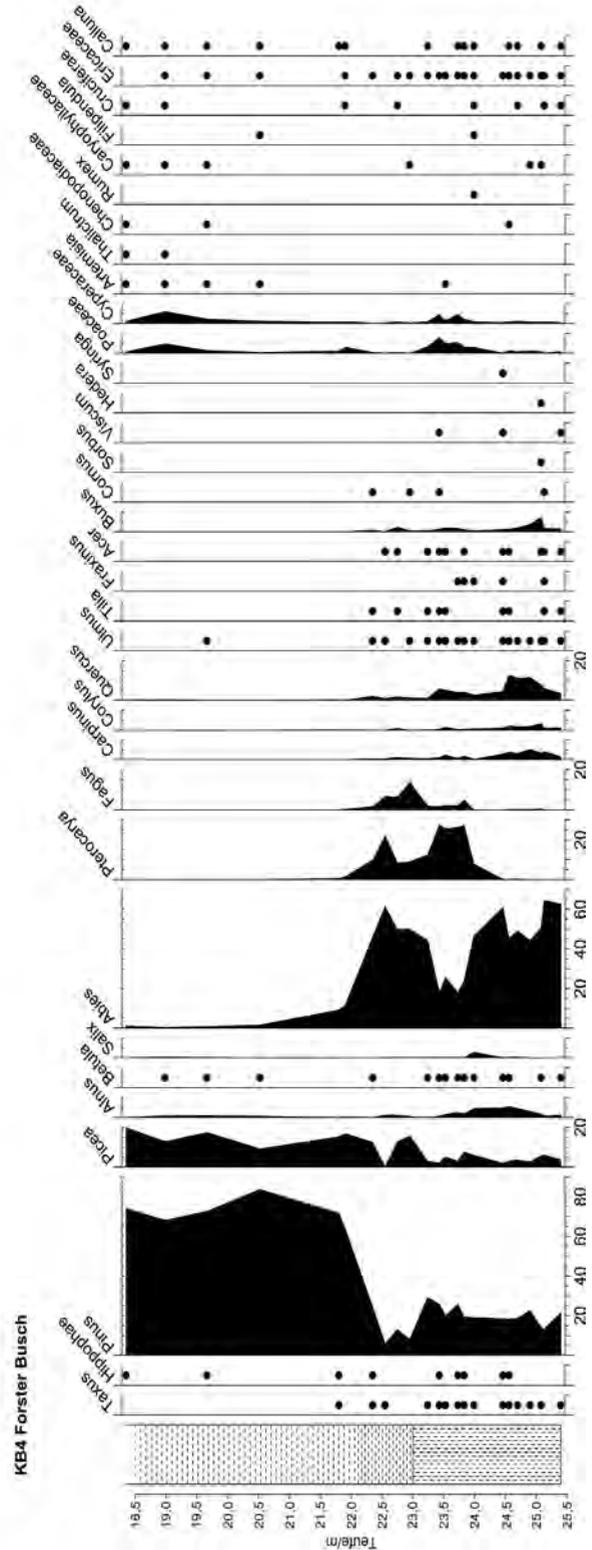
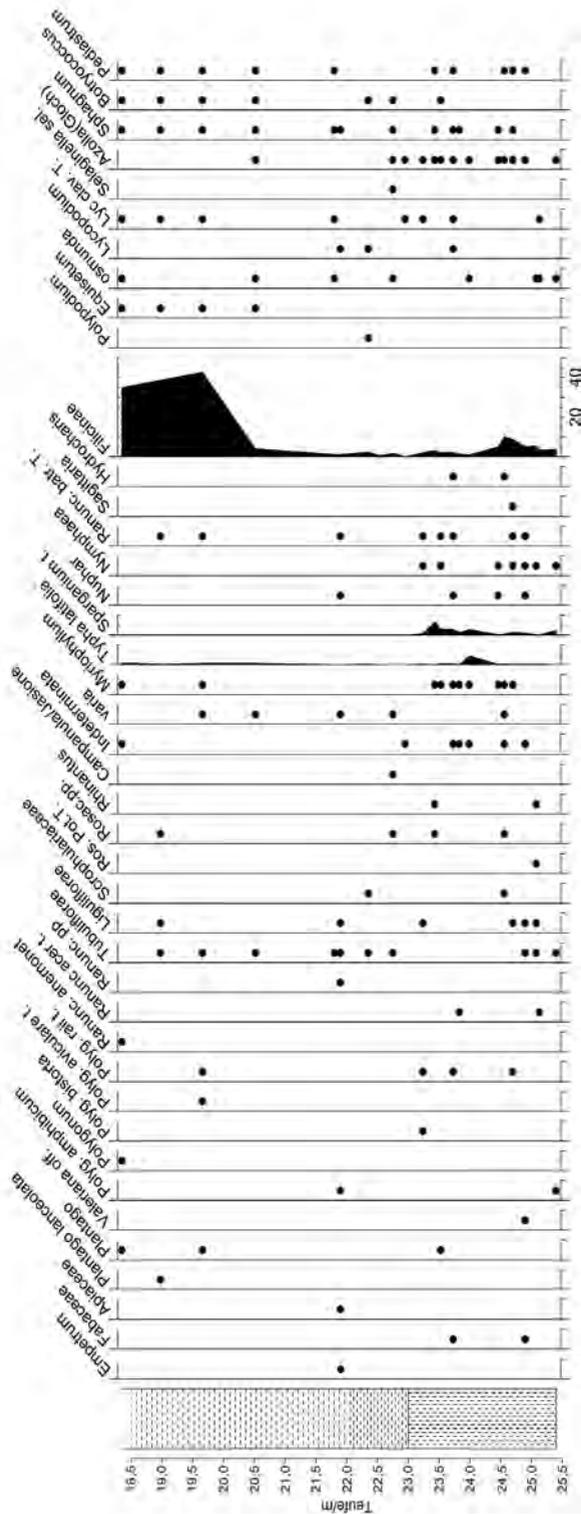


Abb. 4: Ein Holstein-„Typprofil“ auch für das Oberrheingebiet: das Pollendiagramm der Bohrung Forster Busch bei Korschebroich am Niederrhein (det. HAHNE & STRITZKE).



3.2.2 Mannheim-Käfertal T20, LGRB 6417/348

Die Rammkernbohrung Käfertal T20 hat eine Endteufe von 157 m und liegt ähnlich wie die Bohrung Viernheim im zentralen Teil des Heidelberger Beckens, der vor allem von alpinen Sedimenten des Rheinsystems geprägt ist. In der Ludwigshafen-Fm und im tieferen Teil der Viernheim-Fm wurden mehrere pollenführende Sequenzen bearbeitet, vgl. Übersicht in Tab. 3.2.2.

Tab. 3.2.2: Mannheim-Käfertal T20: litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 30	Mannheim-Fm		
30 – 55	Ludwigshafen-Fm	32,5 – 32,8	Stadial
		33,4 – 39,2	Holstein-Warmzeit
		bei 44,5 m	Stadial
		45,0 – 46,0	Cromer-Komplex (unbestimmt)
		46,8 – 52,0	Stadial
		bei 53	Cromer-Komplex (unbestimmt)
55 – >157	Viernheim-Fm	bei 92 – 129	Bavel-Komplex
		bei 146	Bavel oder Waal

Die **Holstein-Warmzeit** ist im Oberrheingebiet charakterisiert durch eine *Abies*-Dominanz in Verbindung mit durchgehend niedrigen *Corylus*-Anteilen sowie geringen *Buxus*-Werten in der frühen Phase. Auch die Anteile des EMW (vorwiegend *Quercus*) erreichen kaum 20 %. Entscheidend für die Korrelation mit der Holstein-Warmzeit ist aber eine Ausbreitung von *Carpinus*, die abgelöst wird durch *Fagus* und *Pterocarya*. Die Anteile von *Pterocarya* sind jedoch sehr variabel und können auch in nahe beieinander liegenden Profilen zwischen 1 % und 30 % schwanken.

Leider sind bisher aus dem Oberrheingebiet keine vollständigen Holstein-Profile bekannt. Angesichts der lückenhaft pollenführenden Sequenzen, muss im Hinblick auf die Holstein-Warmzeit stets eine Verwechslung mit dem Eem oder der jüngsten Warmzeit des Cromer-Komplexes (Kärlich, Bilshausen) in Betracht gezogen werden.

In der Bohrung Käfertal T20 fallen in den holsteinzeitlichen Sequenzen massenhafte Funde des

Schwimmfarnes *Azolla* auf, wie sie nur sehr selten nachzuweisen sind. Es gibt in den Proben nicht nur die üblicherweise vorhandenen Mikrosporangien (Massulae), sondern auch viele weibliche Megasporangien. Die *Abies*-Dominanz wird nur in einer Probe erreicht und auch die entscheidende *Carpinus-Fagus-Pterocarya*-Phase erscheint nur angedeutet.

Getrennt durch ein Stadial (eine Probe), in dem fast nur *Pinus* auftritt, werden drei Pollenproben im Bereich 45 – 46 m Teufe dem **Cromer-Komplex** zugeordnet. Auf Grund der hohen Kiefern- und Fichtenanteile kann es sich jedoch nicht um die jüngste Cromer-Warmzeit (Kärlich, Bilshausen) handeln. Die Probe bei 53 m ist warmzeitlich, im Übrigen unspezifisch.

Ab 101,5 m Teufe tritt in den Pollenspektren regelmäßig *Tsuga* (Hemlocktanne) auf, so dass hier die Grenze zum **Frühpleistozän** gezogen wird und das Bavel beginnt. Die Spektren sind charakterisiert durch eine Dominanz der Kiefer, gefolgt von höheren Anteilen der Fichte und Hemlocktanne. Deutlich geringer verbreitet waren Tanne und Eichenmischwald, so dass insgesamt ein eher kühl-gemäßigtes Klima geherrscht haben dürfte. Diesen Eindruck des Bavel hatte bereits ZAGWIJN in den sechziger Jahren des letzten Jahrhunderts gewonnen (ZAGWIJN 1985, siehe hierzu auch 3.2.3).

Die Pollenprobe 146 m könnte auf Grund gewisser Übereinstimmungen mit den Spektren in UniNord II (EMW-Dominanz, *Parthenocissus*, *Ostrya*-Typ, *Cistaceae*) eventuell bereits dem **Waal** angehören.

3.2.3 Mannheim A79/4/09, LGRB 6516/643

Diese Bohrung (früher „Mannheim TWL“ bzw. „Speyrer Straße“) erreicht eine Endteufe von 202 m. Obwohl rechtsrheinisch gelegen, ist sie der Bohrung Ludwigshafen P34 ziemlich ähnlich (westliche Randfazies des Heidelberger Beckens mit Lokaleinschaltungen aus dem Pfälzerwald). Wiederum fanden sich pollenführende Lagen im unteren Teil der Viernheim-Fm und in der Ludwigshafen-Fm (vgl. Tab. 3.2.3.1).

In der Mannheim-Fm enthält eine Pollenprobe bei 22 m ein kaltzeitliches Pollenspektrum.

Die Ludwigshafen-Fm (31,2 – 50,0 m) zeigt eine Abfolge mehrerer Grob-Feinzyklen mit pollenhöffigen Lagen. Der obere Abschnitt bis 35,5 m enthält noch

ein kaltzeitliches Spektrum, dagegen ist im Kernabschnitt 38–42 m die **Holstein-Warmzeit** entwickelt. Wie in Käfertal, deuten auch hier Nachweise des Schwimmfarns *Azolla* auf limnische Biotope hin. Es kommt, wie für das Holstein gefordert, zu einer Dominanz der Tanne und einer schwach entwickelten Ausbreitung der Hainbuche, auf die dann die Ausbreitung der Rotbuche folgt. *Pterocarya* konnte nur durch ein Pollenkorn nachgewiesen werden; *Buxus* fehlt völlig.

Tab. 3.2.3.1: Bohrung Mannheim A79/4/09, LGRB 6516/643: litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 31,2	Mannheim-Fm	bei 22,0	Stadial
31,2 – 50,0	Ludwigshafen-Fm	34,5 – 35,5	Stadial
		38 – 42	Holstein-Warmzeit
		bei 46,5 m	Stadial
		bei 49,5	Cromer-Komplex (unbestimmt)
50 – 202,5	Viernheim-Fm	100 – 162	Bavel-Komplex
		170,5 – 177	Kryomer → Menap?
		190 – 202	kühl-kalte Pollenspektren

Getrennt durch einen stadialen Abschnitt bei 46,5 m ist die Probe 49,5 m von Kiefer und Fichte dominiert, Tanne und EMW treten nur schwach in Erscheinung; sie wurde dem **Cromer-Komplex** zugeordnet.

Einen sehr großen Kernabschnitt (100 – 162 m) nimmt das **Bavel** ein. Es lässt sich in vier Abschnitte untergliedern (Tab. 3.2.3.2).

Tab. 3.2.3.2: Bohrung Mannheim A79/4/09, LGRB 6516/643: Gliederung des Bavel-Komplex

Klimaeinheit	Teufe [m]	Polleninhalt
Thermomer 1	100 – 125	Kiefern-Dominanz, Fichte 15 – 20 %, Tanne und Hemlocktanne (3 – 6 %)
Kryomer 1	131 – 135	Kiefer > 90 %
Thermomer 2	149 – 154	leichte Kiefern-Dominanz und hohe Anteile der Fichte (davon Ø 20 % <i>Picea omorica</i> -Typ), sehr geringe Anteile von Tanne und Hemlocktanne
Kryomer 2	157 – 162	Kiefer bis 90 %, etwas Fichte, geringe Werte der Hemlocktanne

Auf Grund dieser Untergliederung in zwei Warm- und zwei Kaltzeiten, erscheint es sinnvoll, den Begriff „**Bavel-Komplex**“ zu verwenden. Das wird auch durch eine Darstellung ZAGWIJNS (1985) unterstrichen, in der ebenfalls zwei Warm- und Kaltphasen dargestellt sind und in der die beiden Warmzeiten

nicht das Wärmeniveau von Eem, Holstein oder das der Cromer-Warmzeiten erreichen. Dieser Eindruck bestätigt sich im vorliegenden Profil: die Thermomere werden von Nadelhölzern beherrscht, wodurch ein eher kühl-gemäßigtes Klima angezeigt wird.

Wenn man davon ausgeht, dass der Bavel-Komplex weitestgehend erfasst ist, könnten die pollenführenden Proben des Kernabschnitts 170–177 m dem **Menap** angehören. Auch hier liegen die Anteile der Kiefer wieder über 90 %.

Die Proben der basalen Kernabschnitte deuten kalte bis kühl-gemäßigte Klimate an und können nicht korreliert werden.

3.2.4 Bohrung Mannheim Ergo BK3, LGRB 6516/326

Die Kernbohrung „Am Viktoria-Turm“ südwestlich des Hauptbahnhofs Mannheim abgeteuft, zeichnet sich durch besonders viele Feinsediment-Zyklen aus (Tab. 3.2.4). Unter immerhin drei Metern Schotter sind zwei Zyklen im oberen Teil der Mannheim-Fm entwickelt, die in einem Altarm des Rheins abgelagert wurden. Sechs weitere Feinsediment-Zyklen in der Ludwigshafen-Fm entsprechen drei Thermomeren des Cromer-Komplexes. Sie illustrieren, dass hier die Sedimentation nicht klimagesteuert ist.

Tab. 3.2.4: Bohrung Mannheim Ergo BK3, LGRB 6516/326: Lithostratigraphie mit Feinsediment-Zyklen, chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie			Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Feinsediment-Zyklen	Teufe [m]	Einheit
0 – 36,9	Mannheim-Fm	5,2 – 8,2	5,1 – 10	Jüngeres Holozän ab Subboreal
		9,7 – 12,0		
31,2 – 60	Ludwigshafen-Fm	36,9 – 40,6	36,7 – 41,9	Cromer (Typ Kärlich)
		40,6 – 46,4		
		46,4 – 49,8	46,6 – 51,9	Cromer-Komplex unbestimmt
		49,8 – 51,4		
		51,4 – 56,5		
		56,5 – >60,0	56,5 – 56,9	Cromer-Komplex unbestimmt

Im oberen Teil der Mannheim-Fm wurde im Abschnitt 5,1–10,0 m das Holozän nachgewiesen.

In der Ludwigshafen-Fm sind durch LITT & ELLWANGER (2006) drei Cromer-Thermomere in Superposition beschrieben, was bisher im Oberrheingraben einzigartig ist.



Das Polleninventar der jüngsten Cromer-Warmzeit zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung mit Kärlich und Brühl mit Ausnahme der deutlich geringeren *Carpinus*-Anteile. Die relativ geringen Anteile der Wärme liebenden Sippen, wie z. B. der EMW-Arten, lassen es fraglich erscheinen, ob in diesem Interglazial das Wärmeniveau des zweiten Interglazials Hunteburg (HAHNE et al. 1994) erreicht wird.

Die beiden älteren Interglaziale lassen eine Korrelation mit anderen Cromer- Warmzeiten nicht zu. Das jüngere Interglazial ist charakterisiert durch *Juniperus*- und *Artemisia*-Pk in seiner wärmsten Phase. Von dem älteren Interglazial ist nur ein kurzer Abschnitt erfasst.

Auffällig sind im älteren Thermomer verschiedene exotische Taxa. Zum einen Funde von *Liquidambar* und *Ostrya*, die an dieser Stelle ganz offensichtlich als umgelagert zu interpretieren sind, denn eine Einstufung ins Pliozän ist ausgeschlossen. Zum anderen wurden auch einzelne *Tsuga*-Pk nachgewiesen, z. B. durch WEIDENFELLER & KNIPPING (2008) u. a. in Anlehnung an die Bohrung Mannheim Ergo BK3. An und für sich gilt *Tsuga* als Element des Frühpleistozäns, das letztmalig im Bavel-Komplex auftritt (z. B. VAN DER HAMMEN et al. 1971). So ist weder aus der ältesten Cromer-Warmzeit in Solingen, im südlichen Niedersachsen ein *Tsuga*-Pk bekannt (HOMANN & LEPPER 1994), noch gibt es im zweitältesten Thermomer in Hunteburg einen Hinweis darauf (HAHNE et al. 1994). Auch bei TURNER (1996) ist in keinem der zahlreichen Beiträge zum Cromer-Komplex dieses Taxon erwähnt. Angesichts der bekannten Kontamination durch *Liquidambar* und *Ostrya* betrachten wir die *Tsuga*-Pk ebenfalls als umgelagert.

3.2.5 Mannheim, Benjamin Franklin Village, GWM T 1/08, LGRB 6417/994

Diese Bohrung steht in der Nähe der Käfertal-Bohrung (vgl. Kap. 3.2.2). Auffällig ist hier die im

Tab. 3.2.5: Bohrung Mannheim Benjamin Franklin Village, GWM T 1/08, LGRB 6417/994: litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 50,4	Mannheim-Fm	36,5	Stadial
		45,6	Stadial
		48,3	Holstein-Warmzeit
50,4 – 64,0	Ludwigshafen-Fm		

Vergleich zu den Nachbarbohrungen recht große Mächtigkeit der Mannheim-Fm. Alle analysierten Pollenproben stammen aus der Mannheim-Fm.

Die Probe 48,3 m ähnelt Spektren, die in anderen Profilen mit der **Holstein-Warmzeit** korreliert worden sind. Auffällig ist aber ein höherer Zeretzungsgrad der Pk und daraus resultierend eine geringe Pollensumme sowie das möglicherweise selektive Pollenspektrum dieser Probe. Vermutlich ist dieses Material aufgearbeitet (insofern gilt die Einstufung ins Holstein für die Sedimente, aus denen aufgearbeitet wurde, d. h. die Ludwigshafen-Fm).

3.2.6 Mannheim-Käfertal UVB-3, LGRB 6417/724

Auch dieses Profil erschließt die Mannheim-Fm und den obersten Teil der Ludwigshafen-Fm (Tab. 3.2.6). Die Mannheim-Fm enthält einen recht starken Anteil lokaler Sedimente, besonders auffällig ist ein Blockhorizont aus Buntsandstein bei 10 m Teufe. Der obere Feinsediment-Zyklus der Ludwigshafen-Fm besteht aus diamiktischen Umlagerungssedimenten, ebenso der Top des zweitobersten.

In dem pollenführenden Abschnitt von 42,52 – 43,6 m wurden von KNIPPING (2004) 18 Pollenproben untersucht. Das Pollendiagramm reflektiert eine limnische, sumpfige Situation, in der die Spektren von den lokalen Erlenbeständen überlagert werden, auch Wasserpflanzen sind in starkem Maße präsent. *Azolla* und *Celtis* auf der einen, sowie das Fehlen von *Tsuga* auf der anderen Seite unterstreichen eine Stellung innerhalb des mittleren Pleistozäns. Gegen eine Zuordnung zum Holstein sprechen die viel zu geringen *Abies*-Werte, die Abwesenheit von *Pterocarya* sowie der Verlauf der *Carpinus*-Kurve. Wir teilen mit der Autorin die Ansicht, dass unter den vergleichbaren Warmzeiten des **Cromer-Komplexes** ausschließlich mit dem Kärlich-Interglazial (BITTMANN & MÜLLER 1996) gewisse Übereinstimmungen bestehen. Diese betreffen das gesamte Pollenspektrum sowie die Kurvenverläufe und die relativen Anteile von *Pinus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Abies* und *Carpinus*.

Tab. 3.2.6: Bohrung Käfertal UVB-3, LGRB 6417/724, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 42,5	Mannheim-Fm		
42,5 – >43,6	Ludwigshafen-Fm	42,52 – 43,60	Cromer (Typ Kärlich)

Ähnlichkeiten bestehen auch zu den Pollenspektren von Brühl (Kap. 3.2.7).

3.2.7 Bohrung Brühl GT1, LGRB 6617/1364

Hier handelt es sich um ein bei Drucklegung noch laufendes Projekt, bei dem die pollenanalytischen Untersuchungen der Spülproben noch nicht abgeschlossen sind. Wegen der erstaunlich vollständigen Abfolge werden die vorläufigen Ergebnisse bis 213 m Teufe kurz referiert (Tab. 3.2.7).

Tab. 3.2.7: Bohrung Brühl (GT1), LGRB 6617/1364, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 30	Mannheim-Fm		
30 – 99	Ludwigshafen-Fm	47	Stadial
		48 – 58	Cromer-Komplex (Kärlich, Bilshausen)
99 – 240	Viernheim-Fm	98 – 123	Kiefernstadial mit Fichte
		130 – 133	Bavel-Komplex (stadialer Abschnitt)
		212 – 213	Tegelen (vermutlich jüngerer Teil)
240 – 400	Iffezheim-Fm	in Arbeit	
400 – 450	Landau-Fm		

Während die Probe 47 m noch ein Kiefernstadial mit Fichte reflektiert, wird die Sequenz 48 – 58 m zu gleichen Teilen von Tanne und Hainbuche dominiert. EMW (Eiche und Ulme) und Fichte erreichen Anteile am Pollenspektrum bis ca. 10 %. Es gibt sehr wenig Hasel und Rotbuche. In der Probe 48 m sind die Anteile der Süß- und Sauergräser noch recht hoch und deuten den beginnenden Übergang in eine offene Vegetation zum Hangenden hin an.

Interglaziale mit einem Abschnitt, in dem Tanne und Hainbuche mit gleichen Werten dominieren, sind im Oberrheingraben aus dem Eem (RÖSCH, mdl. Mitteilung) und dem Cromer-Komplex bekannt. Im Eem gibt es in dieser Phase allerdings nur geringe Werte von Kiefer, Fichte und EMW. Die Profile Kärlich am Mittelrhein (BITTMANN & MÜLLER 1996) und Bilshausen am Harz (MÜLLER 1965) zeigen hinsichtlich der relativen Anteile dieser Taxa eine gute Übereinstimmung mit Brühl GT1. Auch der Übergang in den stadialen Abschnitt am Ende der Warmzeit (Ausbreitung von Gräsern) korreliert recht gut. Die Pollendiagramme Kärlich und Bilshausen, wie auch das in Polen gele-

gene Profil „Ferdynandow“ (RZECHOWSKI 1996) werden mit der **jüngsten Warmzeit des Cromer-Komplexes** parallelisiert.

Die drei Proben 130 – 133 m können auf Grund der Anwesenheit von *Tsuga* in das Frühpleistozän gestellt werden. Sie sind durch eine *Pinus*-Dominanz mit geringen Anteilen von *Picea* und *Tsuga* (2 – 5 %) sowie hohen Werten von *Ericales* (bis 30 %) charakterisiert. Dies ist fast identisch mit der Probe bei 160 m Teufe in der Bohrung Mannheim A79/4 LGRB 6516/643 (vgl. Kap. 3.4), die dort die zweite Kaltphase des **Bavel-Komplexes** repräsentiert.

In den beiden Proben 212 und 213 m zeigen sich mit einigen Pk vom *Sequoia*-Habitus, *Cupressaceae* sowie *Sciadopitys* erstmalig Taxa, die außer im Pliozän nur noch im Tegelen auftreten. Ein Vergleich mit den tegelenzeitlichen Sequenzen in UniNord II (Abb. 3) zeigt einen sehr ähnlichen Kurvenverlauf bei allen BP-Sippen. Besonders die stärkere Verbreitung der Rotbuche schließt eine Korrelation mit dem Reuver (Pliozän) aus. Da hier die Anteile der pliozänen Taxa hier kaum 2 % erreichen, kann man an eine Zuordnung in einen **jüngeren Abschnitt der Tegelen-Warmzeit** denken.

3.2.8 Walldorf

Bei Walldorf ist die Ludwigshafen-Fm meist nicht ausgebildet, nur selten sind geringmächtige Ausläufer der Ludwigshafen-Fm erhalten. Die groben, Kies-Sand-dominierten Sedimente der Mannheim-Fm liegen in der Regel direkt auf einer eintönigen Abfolge alpiner Sande der Neuzenlache-Sfm (oberer Teil der Viernheim-Fm). Darunter enthält die Neuzenlache-Sfm hier größere Anteile von Kies-Sanden lokaler Provenienz. Es gibt kaum Feinsedimente, teils als lokal erhaltene Lagen, meist aber als aufgearbeitete Komponenten in den Sanden und Kies-Sanden. Der untere Teil der Viernheim-Fm entspricht in beiden Bohrungen bereits der Neuzenhof-Sfm.

Tab. 3.2.8.1: Walldorf SB10/08, LGRB 6617/1186, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 39,6	Mannheim-Fm	26,6	Kiefernstadial
39,6 – >130	Viernheim-Fm	46,5 – 46,7	Holstein
		86,5	Stadial mit <i>Tsuga</i> (frühpleistozän)



Walldorf SB10/08, LGRB 6617/1186: Die hier untersuchten Pollenproben stammen aus aufgearbeiteten Feinsedimenten (Tab. 3.2.8.1). Zu beachten ist, dass Top Viernheim-Fm eine diachrone Grenze ist und sich mit der weiter nördlich vorkommenden Ludwigshafen-Fm verzahnt, während die Basis der Mannheim-Fm Eigenschaften einer Erosionsdiskontinuität aufweist.

Von den insgesamt untersuchten zehn Proben (Intervall 13,1 – 128,3 m) waren nur vier Proben pollenführend:

Probe 26,6 m reflektiert ein Kiefernstadial mit Fichte (ca. 20 %) und einigen Pk der Tanne.

Die Proben 46,5 m und 46,7 m deuten das Ende eines Interglazials an:

- 46,5 m: *Pinus* >90 %, *Picea* 3 %, EMW 2 %, *Carpinus* 0,2 % NBP 6 %
- 46,7 m: *Pinus* 65 %, *Picea* 6 %, *Abies* 15 %, *Carpinus* 6 %, EMW 5 %,

Hier besteht unter den pleistozänen Thermomeren die größte Übereinstimmung mit der **Holstein Warmzeit**. Die Einstufung ins Cromer ist weniger wahrscheinlich, denn im Gegensatz zu den beiden angeführten Pollenspektren endet die bei Brühl aktuell nachgewiesene jüngste Warmzeit des Cromer-Komplexes, in dem auch die Tanne von großer Bedeutung ist, bei noch hohen *Abies*-, *Carpinus*-, und EMW-Anteilen mit bereits vorhandenen Grasgesellschaften.

In 86,5 m Teufe wurde eine kaltzeitlich geprägte Situation aufgezeigt, in der ein Kiefernwald (> 70 %) mit Fichte und Grasgesellschaften entwickelt ist. Einige Pk der Hemlocktanne verweisen auf das frühpleistozäne Alter.

Walldorf SB11/08, LGRB 6617/1187: Die Feinsedimente im oberen Teil der Viernheim-Fm sind nicht aufgearbeitet, sondern als geringmächtige, vielleicht teilweise dislocierte Hochflutsedimente ausgebildet. Hier kündigt sich eine Verzahnung mit der Ludwigshafen-Fm an (Tab. 3.2.8.2).

Tab. 3.2.8.2: SB11/08, LGRB 6617/1187, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 40,0	Mannheim-Fm		
40,0 – >98,5	Viernheim-Fm	42,9 – 45,8	Holstein
		94,9 – 97,3	Stadial

Die vier Proben aus 94,9 – 97,3 m Teufe zeigen eine *Pinus*-Dominanz in Verbindung mit einer Kräuter-Vegetation. Sie reflektieren ein kaltzeitliches Klima und sind stratigraphisch nicht einstuftbar.

Im Intervall 42,9 – 45,8 m waren sechs Proben pollenführend. Die Konzentration war jedoch nicht besonders gut, so dass lediglich Pollensummen von ca. 50 – 150 Pk erreicht werden konnten. In allen Proben herrscht *Abies* vor (bis zu 65 %), dazu kommen geringe EMW-Anteile, wenig *Carpinus*. Sporadisch traten *Taxus*, *Hedera* und *Viscum* auf, sowie *Azolla filiculoides*. *Fagus* und auch *Buxus* wurden nicht nachgewiesen. Wir ziehen deshalb eine Korrelation mit der **Holstein-Warmzeit** in Betracht.

Walldorf 6617/1110: Die pollenanalytisch untersuchten Feinsedimente sind teils aufgearbeitet (in der Mannheim-Fm), teils entstammen sie einer mehr oder weniger in situ erhaltenen Lage von Hochflut-Sediment (Tab. 3.2.8.3).

Alle drei untersuchten Proben werden in die **Holstein-Warmzeit** gestellt. In einer überaus vielfältigen Pollenflora ist wiederum stets die Tanne dominierend (bis 53 %), gefolgt von Kiefer und Fichte. Während der EMW maximal 5 % erreicht, kommt es bei Rotbuche und Hainbuche in Probe 39,75 m zu Anteilen von 7,5 % bzw. 6 %; die Hasel erreicht 1,8 %. Buxbaum und Eibe treten in den Pollenspektren nicht auf. Das Auftreten der Rotbuche steht im Gegensatz zu Walldorf „SB11“. Das gemeinsame Vorkommen von Rot- und Hainbuche wurde in anderen, dem Holstein zugeordneten Pollendiagrammen, nicht beobachtet: während in Norddeutschland *Fagus* nicht auftritt, kommt es am nordwestlichen Alpenrand, Meikirch/Schweiz (WELTEN 1988), lediglich zu Einzelfunden beider Taxa. Andererseits erreichen hier *Corylus* und *Ulmus* Anteile bis zu 20 % bzw. 15 %. Am westlichen Alpenrand hingegen (La Côte, Vercors/Frankreich, DE BEAULIEU & MONJUVENT 1985) erreicht *Fagus* Anteile bis ca. 15 %, während *Carpinus* immer nur durch Einzelfunde nachgewiesen wird. Auch *Buxus* ist hier häufig vertreten.

Tab. 3.2.8.3: Walldorf 6617/1110, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 39,7	Mannheim-Fm		
39,7 – 40,8	?Ludwigshafen-Fm	33,2 – 39,75	Holstein
40,8 – >96	Viernheim-Fm		

Trotz eines Hiatus von sechs Metern zeigt die Probe 33,2 m genau die gleichen Eigenschaften wie die beiden basalen Proben.

3.2.9 Wiesloch, P4/06 und P5/06, LGRB 6717/1217, /1218

In beiden Bohrprofilen aus Wiesloch sind die Sedimente der Ludwigschafen-Fm recht mächtig, ebenso die eintönigen Sande, die für den oberen Teil der Viernheim-Fm charakteristisch sind (Tab. 3.2.9.1). Das Ergebnis der Pollenanalyse ist in Tab. 3.2.9.2 dargestellt.

Tab. 3.2.9.1: Litho- und chronostratigraphische Übersicht sowie Holstein und Cromer in den Bohrungen Wiesloch P4/06 und P5/06

Lithostratigraphie			Chronostratigraphie		
Teufe P4 [m]	Teufe P5 [m]	Einheit	Teufe P4 [m]	Teufe P5 [m]	Einheit
0 – 44,1	0 – 43,3	Mannheim-Fm			
44,1 – 74,4	43,3 – 69,0	Ludwigschafen-Fm	44,5	44,6 – 45,5	Holstein
			–	61,5 – 64,2	Stadial
			60,5 – 63,2	68,6	Cromer (Typ Hunteburg)
74,4 – >102	69,0 – >100	Viernheim-Fm			

In der Bohrung P4 reflektierte die Probe bei 44,50 m ein Pollenspektrum mit Tanne 53,2 %, Fichte 26,2 %, Kiefer 8,5 %, Eiche 2,1 %, Ulme 0,7 %, Hasel 0,7 %, *Pterocarya* 1,4 %, Rotbuche 1,4 %, Hainbuche 0,7 % sowie Massulae von *Azolla filiculoides*. Aufgrund der Tannendominanz im Zusammenhang mit hohen Koniferen-Anteilen, sowie dem gemeinsamen Auftreten von Rotbuche und Weißbuche, besonders aber von *Pterocarya*, kann die Probe mit der jüngeren Hälfte der **Holstein-Warmzeit** korreliert werden. Bekannte Holstein-Profile, in die sich diese Probe zwanglos einfügt, sind Samerberg 2 (GRÜGER 1983) und La Cote Vercors (DE BEAULIEU & MONTJUVENT 1985).

In der Bohrung P5 zeigen die beiden Proben 44,6 m und 45,5 m beinahe identische Pollenspektren. Somit liegt die Holstein-Warmzeit in den beiden Bohrungen P5 und P4 in gleicher Tiefenlage.

In größeren Teufen kommt es aber zu einer Verschiebung identischer Sequenzen: während die Proben 60,5 m und 63,0 – 63,2 in Bohrung P4 einen nemoralen EMW-(Ulme und Eiche) Tannenwald mit Hasel

und Fichte reflektieren, weisen die Proben 61,5 m und 64,2 m in Bohrung P5 einen borealen Kiefernwald mit Fichte aus. Der Wärme-liebende Wald erscheint hier erst bei 68,60 m. – In beiden Fällen steht eine Korrelation mit einer der Warmzeiten des **Cromer-Komplexes** sowohl auf Grund der Position zum Holstein, als auch im Bezug auf die typisch mittelpleistozäne Pollenvergesellschaftung (wie z.B. in Kap. 3.2.4 dargestellt) außer Frage. Bei einer weiter gehenden Betrachtung der einzelnen Cromer-Warmzeiten fällt auf, dass die Assoziationen in Hunteburg bei Quakenbrück (HAHNE 1996), Harreskow und Ølgod, Jütland (ANDERSEN 1965) und Ferdynandow, Polen (RZECHKOWSKI 1996) ein vergleichbares Waldbild (bes. im Bezug auf Ulme, Eiche und Hasel) widerspiegeln. Alle diese Profile werden als zweitältestes Cromer-Thermomer eingestuft.

3.2.10 Kronau GWM M3 Hohberggruppe, LGRB 6717/1037 und Kronau MKL/04, LGRB 6717/1155

Im Raum Kronau sind die Sedimente der Mannheim-Fm und der Viernheim-Fm noch vergleichsweise grobkörnig (recht viel Kies-Sand). Dazwischen gibt es feinkörnige Horizonte, die in verschiedener Höhe mit vermutlich nur lokaler Reichweite erhalten sind. Derartige Häufungen von Feinhorizonten wurden früher im gesamten Oberrheingraben als „Oberer Zwischenhorizont“ (OZH) bezeichnet und sind im neuen LGRB-Symbolschlüssel formal als Ludwigschafen-Fm umgesetzt.

Zwei Kernbohrungen sind von besonderem Interesse (Tab. 3.2.10): Die Bohrung **Kronau MKL** erreicht mit einer Endteufe bei 136 m den untersten Teil der Viernheim-Fm (Pollenanalyse det. HAHNE), sowie **Kronau GWM3** (Endteufe 35 m, Pollenanalyse det. LITT, siehe LITT & ELLWANGER, 2006).

Tab. 3.2.10: Kronau MKL/04 und GWM M3, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie	MKL/04 [m]	GWM M3 [m]	Interglazial	
Mannheim-Fm				
Ludwigschafen-Fm	20,4		Endphase	Holstein
		25,0 – 26,2	Beginn	
			32,0 – 34,7	Cromer (Typ Kärlich)
	84,3 – 88,7		Bavel-Komplex	
Viernheim-Fm	109,5 – 122,0		Kiefern-Stadial (Bavel?)	



Tab. 3.2.9.2: Schematische Darstellung der Ergebnisse der Pollenanalysen der Bohrungen Wiesloch P4/06 und P5/06, LGRB 6717/1217 und 6717/1218. – Die Positionen der als Holstein interpretierten Spektren sind in beiden Bohrungen ähnlich. Dagegen sind die recht speziellen Pollenspektren bei 60,5 m bzw. 68,6 m um rund acht Meter versetzt. Dies kann als tektonische Absenkung von P5/06 gegenüber P4/06 zwischen Cromer (Typ Hunteburg) und Holstein gedeutet werden.

P4/2006			P5/2006		
Teufe [m]	Chronostrat.	Pollenspektrum	Teufe [m]	Chronostrat.	Pollenspektrum
44,5	Holstein	Tannen-Wald mit Fichte, Kiefer, Rotbuche, Hainbuche, <i>Pterocarya</i>	44,6	Holstein	Tannen-Wald mit Kiefer, Eiche; Hainbuche, Rotbuche
			45,5		
47,6	Stadial (indifferent)	wenige Fichten-Pk			
49,7 – 49,9		Kiefern-Wald mit Fichte, Eiche			
51,1		Kiefern-Wald			
53,1 – 53,4		Kiefern-Fichten-Wald			
60,5	Cromer (Typ Hunteburg)	Ulmen-Tannen-Kiefer-Fichten-Wald mit Eiche	61,5	Stadial (indifferent)	Kiefern-Wald mit Fichte
63,1		Eichen-Tannen-Wald mit Hasel und Fichte			
			64,2		
			65,5	Cromer (Typ Hunteburg)	Fichten-Kiefern-Wald (1 Pk Tanne)
			68,6		Tannen-Ulmen-Wald mit viel Hasel, mit Kiefer und Fichte

Mittelpleistozän: Eine Zählung der Einzelprobe 20,4 m von Kronau MKL/04 ergab bei geringer Pollendichte und deutlicher Zersetzung der Pk: 18 % Kiefer; 59 % Fichte; 20,4 % Tanne; und jeweils ca. 1 % Eiche und Linde. Weitere Taxa wurden nicht vorgefunden. Für diese Probe kommt sowohl eine Zugehörigkeit zum Spätpleistozän (Eem, Weichsel-Interstadiale) als auch zur Holstein-Warmzeit in Betracht. In der benachbarten Bohrung Kronau GMW3 wurde im Abschnitt 26,2 m – 25 m der Beginn der **Holstein-Warmzeit** nachgewiesen (LITT & ELLWANGER 2006). Insofern ist es naheliegend, die Probe 20,4 m der Endphase dieses Interglazials zuzuordnen. – In GWM M3 beginnt der frühe Abschnitt der Holstein-Warmzeit mit einer initialen Birken-Kiefern-Phase mit Fichte. Ziemlich früh, und mehr oder weniger gleichzeitig, setzen die Kurven der thermophilen Gehölze wie Hasel und Eiche sowie Ulme und Linde ein. Zeitlich verzögert erfolgt daraufhin die Ausbreitung von Hainbuche und Tanne. Vereinzelt sind Pk von Rotbuche und Buxbaum nachgewiesen.

In der ebenfalls pollenführenden Sequenz 34,7–32 m erkennt LITT (in LITT & ELLWANGER, 2006) in der Dominanz von Nadelwaldelementen wie Fichte und Kiefer und bei geringen, nach oben hin abnehmenden Anteilen thermophiler Gehölze die finale Phase einer Warmzeit. Eine Korrelation mit dem **jüngsten Thermomer des Cromer-Komplexes** (= Kärlich bzw. Bilshausen) wird hier in Betracht gezogen.

Frühpleistozän (Kronau MKL): Eine gute Pollenführung zeigten die Proben aus dem Kernabschnitt 84,3 – 88,7 m, worin ein Kiefernwald (ca. 75 %) mit Fichte, Hemlocktanne und Eiche dokumentiert ist. Zwar zeigt die Hemlocktanne das Frühpleistozän an, das Tegelen kann jedoch auf Grund der Abwesenheit der pliozänen Elemente sowie von Rotbuche und Erle ausgeschlossen werden. Insofern kommt eine Korrelation mit dem jüngeren Frühpleistozän (Kalabrium) in Betracht, also Bavel-Komplex oder Waal. Hier zu unterscheiden ist grundsätzlich schwierig. Die absolute Dominanz der Koniferen, besonders der Kiefer, zusammen mit dem relativ hohen NBP-Anteil (*Poaceae*, *Cyperaceae* und *Ca-*

ryophyllaceae) zeigen ein relativ kühles Klima mit örtlich recht offener Vegetation an. Damit erscheint eine Zuordnung zum **Bavel-Komplex** eher vorstellbar, zumal der basale pollenführende Kernabschnitt (109,5 – 122 m Teufe) ein Stadial (Kiefernwald mit wenig Fichte) reflektiert, wie es für stadiale Bavel-Abschnitte typisch ist.

3.2.11 Die Mauer-Sande im Neckartal: Äquivalent der Ludwigshafen-Fm

An der Mündung des Neckars bei Heidelberg sind üblicherweise grobe proximale Schotter abgelagert. Dies gilt jedoch nicht für Teile der Ludwigshafen-Fm und den unteren Teil der Viernheim-Fm. Hier sind stattdessen lakustrine Feinsedimente des Neckars abgelagert, d. h. der Übergang grob-fein muss in diesen Zeitscheiben Neckar-aufwärts gesucht werden. Für die Ludwigshafen-Fm kommt eine Verknüpfung mit den etwa zeitäquivalenten – durch den Fund des *Homo heidelbergensis* berühmten – Mauer-Sanden in Betracht (ELLWANGER et al. 2008b), die in einer verlassenen Talschlinge des Neckars, etwa 16 km flussauf von Heidelberg, erhalten sind.

Wenn jedoch die Mauer-Sande eine Randfazies der Ludwigshafen-Fm darstellen, so müssten beide Lokationen in ähnlicher Geländehöhe gelegen haben, d. h. das Heidelberger Becken hätte sich im Neckartal bis Mauer Neckar-aufwärts erstreckt. Die heutige Höhendifferenz beider Vorkommen wäre dann Ausdruck der seither erfolgten Hebung und Senkung (zwischen 100 m und 200 m, je nachdem welche Horizonte man verknüpft: die Sedimente der Ludwigshafen-Fm befinden sich in UniNord in 56 – 126 m Bohrtiefe, das entspricht 40 m NN bis 30 m NN, die Sandgrube in Mauer liegt etwa bei 160 m NN).

Tab. 3.2.11: Mauer-Sande, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie			Chronostratigraphie	
Höhe [m NN]	Bohrtiefe [m]	Einheit	Bohrtiefe [m]	Einheit
160 – 170		Löß		
130 – 160	0 – 15,5	Mauer-Sande	6,8 – 7,2	Fichte-Kiefer
			7,2 – 8,9	Steppen-Phase
			9,0 – 10,0	Kiefer-Fichte
Im Liegenden verwitterter Muschelkalk				

Die Abfolge in Mauer besteht aus einer mächtigen Löß-Bedeckung mit mehreren fossilen Böden, darunter die „Mauer Sande“ aus Grobsand und Feinkies mit zwei Feinsedimentlagen (LÖSCHER 1997, ZÖLLER 1997). Der obere Teil ist in der Sandgrube

Grafenrein aufgeschlossen, der untere Teil wurde in der Forschungsbohrung Grafenrain I (LGRB 6618/1173) erbohrt (Tab. 3.2.11).

URBAN (1997) unterscheidet ein Kiefer-Fichte-Stadial, dem „spätinterglaziale Florenelemente fehlen“, eine Steppenphase und eine Wiederbewaldung mit Birke-Kiefer und dann Fichte. Ein Vergleich mit Ergebnissen aus Gorleben ergibt eine Einstufung in den Cromer-Komplex, jünger als Hunteburg und vermutlich älter als Bilshausen.

3.2.12 Das Eem im Oberrheingraben

Das Eem im Oberrheingraben hat seine ganz eigene Geschichte. Sie beginnt mit der Lockergesteinsgliederung nach BARTZ (1976), die bis in die 1990er Jahre als Oberrhein-Quartärgliederung gebräuchlich war. Diese unterscheidet drei „Kieslager“ und zwei „Zwischenhorizonte“, „Altquartär“ und „Pliozän“. Alle sieben Einheiten beruhen auf lithologischen Kriterien: „Pliozän“ sind lokale Sedimente, „Altquartär“ ist eine Übergangsschicht, alles darüber sind alpine Sedimente. Die grobkörnigen sind Kieslager, durch zwei feinkörnige Zwischenhorizonte dreigeteilt.

BARTZ verbindet seine Gliederung jedoch auch mit der klassischen Eiszeitenfolge in dem Sinne, dass Kieslager als eiszeitlich und Zwischenhorizonte als interglazial eingestuft wurden. Das Obere Kieslager (OKL) galt als würm- bzw. weichselzeitlich, das Mittlere Kieslager (MKL) als saalezeitlich, das Untere Kieslager (UKL) als elsterzeitlich. Der Untere Zwischenhorizont (UZH) war ein Äquivalent von Holstein, der Obere Zwischenhorizont (OZH) von Eem. Solange diese Gliederung galt, waren Eem-Vorkommen im Oberrheingraben nichts Seltenes.

Das änderte sich, als die BARTZsche Klimastratigraphie von ihren besten Anwendern falsifiziert wurde: ENGESSER & MÜNZING (1991) identifizierten eine cromerzeitliche Molluskenfauna im OZH. Nicht mehr Eem, sondern Cromer! Die damit vollzogene stratigraphische Tieferlegung des OZH wurde wenig später pollenanalytisch bestätigt, dazu kamen Einstufungen des UZH in Bavel, Waal und Tegelen. Nun war zweierlei klar:

- Die BARTZsche Gliederung, die sich inzwischen und bis heute als Hydrostratigraphie in der Praxis bestens bewährt, war ihrer klima-stratigraphischen Herleitung beraubt.
- Eem wäre irgendwo im oberen Teil des OKL zu suchen, dort war jedoch nichts Entsprechendes zu finden.



Nach der Fortschreibung der BARTZschen Gliederung zur aktuellen LRGB-Lithostratigraphie haben wir im Südgraben eine Formationsgliederung, bei der die Klimasteuerung im Sinne eiszeitlicher Schmelzwasserimpulse eine Rolle spielt. Im Nordgraben dagegen handelt es sich um eine vor allem tektonisch gesteuerte Einteilung, die einige Elemente der BARTZschen Gliederung aufgreift: OKL ~ Mannheim-Fm, OZH ~ Ludwigshafen-Fm, MKL ~ Neuzenlache-Sfm. – Die neue Systematik ist geochronologisch recht freizügig, da viele der geologischen Grenzen diachron verlaufen. Insofern dienen die Zeitmarken nicht in erster Linie der Korrelation, sondern sind Teil der geologischen Plausibilitätskontrolle.

Das von S. SCHLOSS (dieser Band) bei Philippsburg palynologisch identifizierte Eem stammt aus dem oberen Teil der Mannheim-Fm, wo es zu erwarten war. Mit diesem Fund sind alle in der STD 2002 und STDK 2012 aufgeführten Thermomere des Quartärs im nördlichen Oberrheingraben nachgewiesen.

3.3 Mittlerer und südlicher Oberrheingraben

In Bezug auf den Rhein als Transportsystem für alpine Sedimente entspricht der südliche Oberrheingraben dem proximalen Teil dieser kontinentalen Sedimentfalle. Hier sind daher die Sedimente eher grobkörnig. Feinsedimente sind nur selten erhalten.

Die lithostratigraphische Gliederung für den Südgraben besteht aus Iffezheim-Fm, Breisgau-Fm, und Neuenburg-Fm (LithoLex 2011 ff., LGRB 2012).

- Die Iffezheim-Fm besteht auch im Südgraben aus weißen kaolinreichen Sanden („weißes Pliozän“) und bunten, teils diamiktischen Tonen lokaler Herkunft.
- Die Breisgau-Fm wird von alpinen und lokalen Grobsedimenten dominiert mit oft diamiktischer Zusammensetzung; charakteristisch sind mürbe Komponenten aus dem Schwarzwald („faule Kiese“) und „alterierte“ Gerölle (z. B. mit Halos). Wir unterscheiden drei Subformationen: am Schwarzwaldrand und in den angrenzenden Tälern die Wasser-Sfm (nur lokale Provenienz und sehr viele „mürbe“ Komponenten, z. T. völlig zu Sand zerfallen), im Oberrheingraben unten die Weinstetten-Sfm (noch relativ viele „mürbe“ und „alterierte“ Gerölle, dazu im Schwermineral-

spektrum Epidot>Hornblende), oben die Balgau-Sfm (nur noch wenige „mürbe“ Gerölle und Hornblende>Epidot).

- Die Neuenburg-Fm aus „frischen Kiesen“, d. h. meist keine mürben Komponenten. Sie ist geteilt in zwei Großzyklen, die jeweils mit einer sehr groben diamiktischen Eventlage beginnen (südlich vom Kaiserstuhl mit Blöcken > 50 cm). Die beiden Großzyklen werden als Nambenheim-Sfm (unten) und Hartheim-Sfm (oben) bezeichnet, dazu kommt als Schwarzwald-Randfazies die Zarten-Sfm. Bei den Zyklen geringerer Ordnung wurde bei Bremgarten die spätmittelalterliche Eventlage der kleinen Eiszeit identifiziert (FRECHEN et al. 2008).

In den grobkörnigen Südgraben-Sedimenten sind humose Feinsedimente, wie sie für pollenanalytische Untersuchungen benötigt werden, nur selten erhalten. Es gibt sie in der Iffezheim-Fm und an der Mündung kleinerer Täler am Grabenrand. Ein Sonderfall ist der distale, feinkörnige „Riegel-Horizont“ in der Breisgau-Fm der Freiburger Bucht.

Im mittleren Oberrheingraben, d. h. am Übergang zwischen Nord- und Südgraben ist nicht von vornherein klar, ob die Gliederung der Sedimente jener des Nord- oder des Südgrabens folgt. Es gibt Sukzessionen, wo eine der beiden vorherrscht; es gibt Verzahnungen zwischen beiden, und es gibt auch Bereiche, die keiner der beiden Gliederungen entsprechen. Im letzteren Fall wird das gesamte „alpine“ Sedimentpaket als „Ortenau-Fm“ bezeichnet, mit meist mehr oder weniger eintönigen Kiesen bis Kies-Sanden. Eine lokale Randfazies der Ortenau-Fm ist nicht vorhanden, da am Schwarzwaldrand in der Regel die Südgraben-Gliederung (Breisgau-Fm, Neuenburg-Fm) anwendbar ist.

3.3.1 Bohrung Iffezheim, LGRB 7114/491

Die Bohrung Iffezheim ist ein Beispiel für eine eintönige alpine Kies-Sand-Sukzession. Sie ist zugleich Typlokalität für die Iffezheim-Fm, obwohl diese hier ausgesprochen Kaolin-sandig ausgebildet ist (Tab. 3.3.1).

Tab. 3.3.1: Bohrung Iffezheim: litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 41	Ortenau-Fm	34,0 – 35,05	Bavel oder Waal
41 – >84	Iffezheim-Fm	41,0 – 55,0	Tegelen

Die pollenanalytische Bearbeitung wurde von BLUDAU (1995) durchgeführt. Er unterscheidet zwei pollenführende Abschnitte:

Die obere Pollensequenz bei 34,0 – 35,05 m wird von W. BLUDAU als Bavel interpretiert (Abb. 5). Obwohl diese Einschätzung nicht zu widerlegen ist, bleiben gewisse Zweifel: die hohen *Alnus*-Werte sowie das Fehlen von *Fagus* und *Abies*, dazu die mittelhohen Anteile von *Tsuga* stehen alle in guter Übereinstimmung mit dem Waal aus UniNord. Allein die relativ hohen Anteile von *Pterocarya* (bis ca. 17 %) sowie das Fehlen von *Picea* weichen deutlich ab. Wir wollen daher zwischen Bavel oder Waal nicht unterscheiden.

Der untere Abschnitt (41 – 55 m) wird als Tegelen bezeichnet und ist besonders durch die „pliozänen Formen“ charakterisiert (Abb. 6, BLUDAU 1995). Ähnlich wie in UniNord erreichen sie maximal 15 %, dabei bleibt allerdings offen, inwieweit die oben definierten „frühpleistozänen Elemente“ einbezogen sind. Die *Fagus*-Anteile liegen mit Werten bis knapp 30 % deutlich höher als in UniNord. Entgegen der Annahme von HAGEDORN (2004), dass es sich um Pliozän handle, besteht an der Einstufung in das Tegelen, wie BLUDAU es vorschlug, kein Zweifel.

3.3.2 Oberhausbergen bei Strasbourg (F)

Die Bohrung Oberhausbergen liegt westlich außerhalb der aktuellen Sedimentfalle des Oberreingrabens (umgekehrt Bohrung Ettenheim, LGRB 7712/1537, Kap. 3.15, östlich außerhalb).

Tab. 3.3.2: Bohrung Oberhausbergen, litho- und chronostratigraphische Übersicht sowie die wichtigsten Pollen-Taxa

Teufe [m]	Lithostratigraphie	Teufe [m]	Taxa	Chronostratigraphie
0 – 30	Löß mit zwei fossilen Böden			Eem, Holstein
30 – 55	Flugsand			
55 – 110	Grobschotter mit feinkörnigen und humosen Einschaltungen	56 – 60	einige warmzeitliche Taxa	Cromer?
		81,5 – 83	Kiefer-Fichte	Stadial
		83 – 84	Kiefer-Fichte, <i>Tsuga</i>	Bavel oder Waal
		108 – 109	Fichte, Kiefer, Tanne, Birke, Hainbuche, <i>Tsuga</i>	Stadial (jüngeres Tegelen)

Unter einer mächtigen Löß- und Flugsanddecke sind tektonisch gehobene, ältere Grobschotter vorhanden, in die feinkörnige und humose Sedimente eingeschaltet sind.

Die vorliegenden Pollenanalysen wurden im Auftrag des Bureau de Recherches Geologiques et Minières (BRGM) in Strasbourg-Lingolsheim durchgeführt. Obwohl das feinkörnige und mehr oder weniger humose Probenmaterial eigentlich für palynologische Untersuchungen gut geeignet schien, konnten nur wenige Proben bis zu einer statistisch zuverlässigen Anzahl an Pollenkörnern gezählt werden.

Im Bereich 56 – 60 m Teufe ist es zweifelsfrei durch oxidative Prozesse zu starken Zersetzungen des ehemals vorhandenen organischen Materials sowie der Pollenkörner gekommen. Es sind wenige

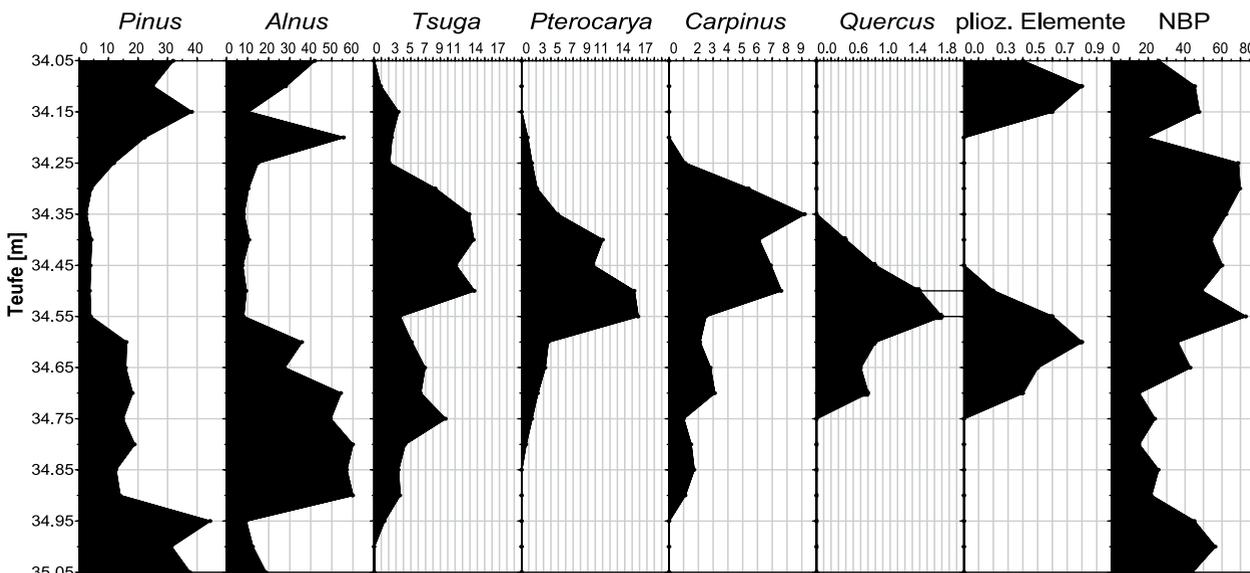


Abb. 5: Bavel-Komplex oder Waal im Pollendiagramm der Bohrung Iffezheim bei 34,05 – 35,05 m (verändert nach BLUDAU 1995).



warmzeitliche Taxa vorhanden (*Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*), die auf ein Thermomer hindeuten. Eem und Holstein sind aufgrund der pedostratigraphischen Muster in der hangenden Löss-Sukzession ausgeschlossen. Das Fehlen von Fichte und insbesondere von Tanne zeigt an, dass es sich nicht um das Holstein Interglazial handeln kann. Es sind aber auch keine Arten vorhanden, die als Hinweis auf Thermomere des Frühpleistozäns (Bavel, Waal, Tegelen) interpretiert werden können. Somit spricht vieles dafür, dass es sich um ein Thermomer aus dem Cromer-Komplex handeln dürfte.

Eine Pollenprobe im Abschnitt 81,5 – 83,0 m zeigt ein ähnliches Kiefern-Fichten-Verhältnis wie in der Probe 83 – 84 m. Allerdings finden sich hier so wenige Pk, dass trotz großem Aufwand insgesamt nur ca. 100 Pk gezählt werden konnten. *Tsuga* wurde nicht nachgewiesen. Offenbar ist hier bereits der Übergang von einem Thermomer in einen kühleren, „stadialen“ Abschnitt vollzogen.

Die Einzelprobe aus 83 – 84 m ist die einzige, die eine sehr gute Pollenerhaltung aufweist. Hier ist ein Kiefern-Fichtenwald entwickelt (im Verhältnis von ca. 70/30). Andere Taxa, wie Eibe, Erle und Hasel sind äußerst selten. Unter den Nichtbaumpollen (NBP) finden sich Sauergräser und einige Stauden. Eine außerordentliche Bedeutung kommt dem Nachweis von zwei Pk der Hemlocktanne (*Tsuga*) zu. Da im Cromer-Komplex bisher nur ein einziges, viel diskutiertes Pk der Hemlocktanne nachgewiesen wurde (KNIPPING 2008), wollen wir dieses Taxon weiterhin als Element des Frühpleistozäns eingestuft wissen. Allerdings fehlen andere überaus wichtige Zeiger: weder „pliozäne“ Elemente (wie

Liquidambar, *Nyssa*, *Taxodiaceae*, *Sciadopitys*) noch frühpleistozäne Elemente (wie *Carya*, *Eucommia*, *Ostrya*-Hab.) sind in diesem Spektrum vorhanden, auch *Fagus* fehlt.

Im Vergleich mit den in Heidelberg, Schifferstadt und Kehl nachgewiesenen Tegelen-Abschnitten, wo neben *Sciadopitys* und *Fagus* auch die frühpleistozänen Elemente von Bedeutung sind, kann eine Eingliederung in das Tegelen ausgeschlossen werden (vgl. HAHNE et al. 2008, KNIPPING 2008, BLUDAU 1995).

Dagegen sind im Heidelberger Waal abschnittsweise *Tsuga*-Werte von weniger als 1 % in Verbindung mit hohen Anteilen anderer Koniferen durchaus vorhanden (Abb. 2). Ähnliches gilt für die räumlich näher gelegenen, aber unvollständigeren Waal-Vorkommen von Kronau bei Bruchsal und Kehl (HAHNE et al. 2008).

Auch das Bavel kann für eine Zuordnung in Betracht gezogen werden. Einzelne Funde von *Tsuga* sowie insgesamt höhere Koniferen-Anteile als im Tegelen (ZAGWIJN 1985) sprechen dafür (vgl. auch BLUDAU 1995).

Die Probe 108 – 109 m reflektiert wohl ein Fichtenstadial mit geringen Kiefernanteilen. Dazu kommen einzelne Funde von Tanne, Birke und Hainbuche, sowie wiederum 2 Pk von *Tsuga*. Dieser Profilabschnitt, immerhin mehr als 20 m unterhalb des Bavel-Waal-Bereichs, wird tentativ in einen jüngeren Abschnitt des **Tegelen** eingeordnet. – Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit der Bohrung Kronau MKL, wo sich ebenfalls im Liegenden des Waal ein Kiefern-Fichten-Stage befindet.

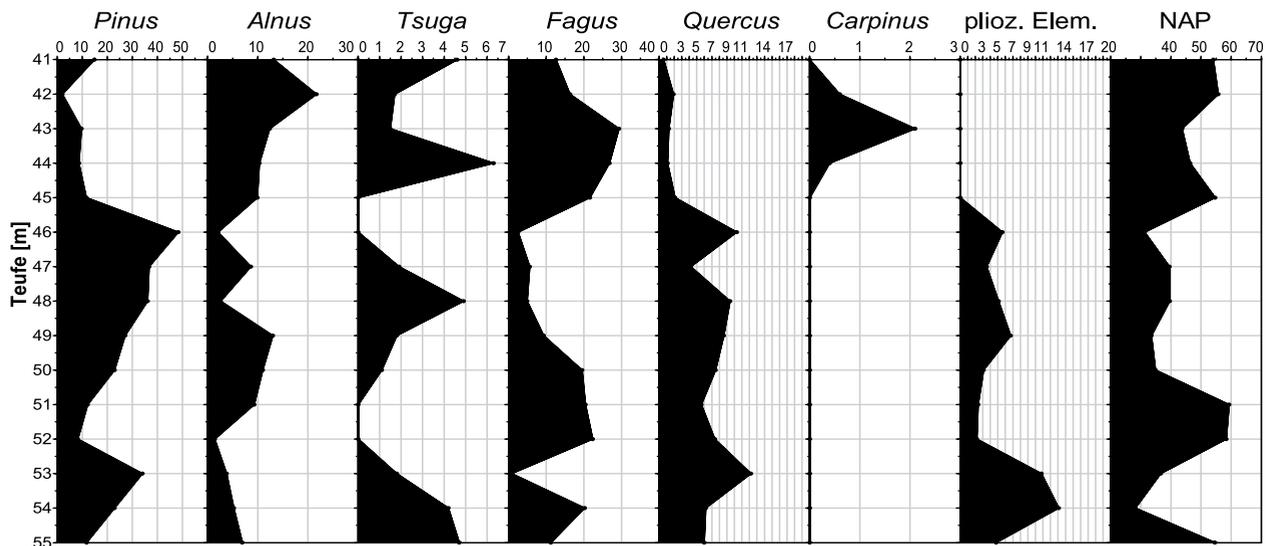


Abb. 6: Das Tegelen im Pollendiagramm der Bohrung Iffezheim bei 41 – 55 m (verändert nach BLUDAU 1995).

3.3.3 Goldscheuer-Marlen, LGRB 7412/316

Diese Bohrung liegt unmittelbar am Rhein (km 286) zwischen Goldscheuer und Kehl-Marlen (früher Kehl-Marlen genannt). Soweit erkennbar, sind die alpinen Kiese der Ortenau-Fm recht gleichförmig ausgebildet, abgesehen von einigen feinkörnigen Hochflutsedimenten, die im unteren Teil erhalten sind. Darunter folgen Lokalsedimente der Iffezheim-Fm aus grob-fein-Zyklen verschiedener Ordnung (Tab. 3.3.3). Im oberen Teil bei 147 m ist eine 20 cm mächtige Kalkmudde eingeschaltet, die vermutlich eine Transgression aus dem westlich gelegenen Rheinsystem darstellt (vgl. Intervall 72,7 – 91,2 m in Schifferstadt).

Tab. 3.3.3: Bohrung Goldscheuer-Marlen, LGRB 7412/316: litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 119,5	Ortenau-Fm		
199,5 – 243,0	Iffezheim-Fm	120	Warmzeit mit <i>Fagus</i> und <i>Picea</i>
		126	Interstadial mit <i>Pinus</i> und <i>Tsuga</i>
		140	Warmzeit mit <i>Corylus</i> und <i>Pinus</i>
		147	Tegelen
		148	Kräuterphase, Prätogelen?
243 – >248	Pechelbronn-Fm		

Die Ergebnisse der Pollenanalyse sind in BLUDAU (1995) dargestellt: bei 120 m eine unspezifische Warmzeit. Nach einer Grassteppe bei 122 m ist der Top des Frühpleistozäns nicht tiefer als 126 m durch *Tsuga* nachgewiesen. Darunter eine Pioniervegetation (Beginn einer Warmzeit?) bei 133 m und eine weitere Warmzeit mit *Corylus*, *Pinus* und *Fagus* bei 140 m. Bei 146 m folgt Tegelen mit *Fagus* und 8 % pliozänen und frühpleistozänen Elementen wie *Liquidambar*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Sciadopitys*, *Eucommia*, *Carya* und anderen. Darunter eine Kaltphase mit 80 % NBP und einer *Poaceae*-dominierten Interstadialvegetation mit 35 % BP.

Interpretation: BLUDAU (1995) verknüpft die Pollenflora bei 126 m mit dem Bavel und die Abfolge von 147 – 140 m mit Tegelen (Tegelen A, B und C). Insofern könnte die darunter folgende Kaltphase dem Prätogelen entsprechen, das in keiner anderen der hier dargestellten Bohrungen gefunden wurde.

Die Einstufungen BLUDAUS sind mit Ergebnissen paläomagnetischer Untersuchungen von C. ROLF

in guter Übereinstimmung (BROST & ELLWANGER 1991). Bis in das Bavel hinein, möglicherweise sogar noch länger, wurden nur Lokalsedimente abgelagert (= Iffezheim-Fm). Ganz anders ist dagegen die Situation nur 40 km nördlich bei Sessenheim (F), wo nach GEISSERT et al. (1976) die alpinen Sedimente bereits im Pliozän einsetzen (ähnlich MÜNZING 1981). All dies illustriert den diachronen Verlauf des Top der Iffezheim-Fm.

3.3.4 Lahr, Bohrung LGRB 7612/1481

Die Abfolge gliedert sich in alpine Sedimente (Ortenau-Fm, Basis bei 92 m), darunter lokale Sedimente (Iffezheim-Fm, Endteufe bei 150 m). Pollenführend war eine Probe bei 143 m. Die Pk waren in guten Zustand, die Pollendichte war gering. Das Spektrum umfasst *Pinus* 32 %, *Picea* 38 %, *Tsuga* 6 %, *Abies* 3 %, *Larix*-Typ 2 %, *Fagus* 3 %, *Quercus* 4 %, *Carpinus* 2 %, *Carya* 2 %, *Sciadopitys* 2 %, NBP 5 %, dazu einige *Pinus*-Pk vom *Haploxylon*-Typ. Etwa ein Drittel der *Picea*-Pk gehört einem kleinen Typus an. Da die typisch pliozänen Elemente fehlen und somit das Pliozän (Reuver) ausgeschlossen werden kann, spricht hier *Sciadopitys* gemeinsam mit dem *Haploxylon*-Typ und *Fagus* eindeutig für **Tegelen**.

3.3.5 Ettenheim EWS 1/09, LGRB 7712/1537

Diese Bohrung liegt östlich des „Eastern Boundary Fault“ (EBF), also außerhalb der aktuellen Oberrheinebene in einer EBF-parallelen Sedimentfalle in der Vorbergzone des Oberrheingrabens (vgl. Bohrung Oberhausbergen westlich Strasbourg (F), Kap. 3.12). Unter etwa 20 m aus Löß Umlagerungssedimenten aus Jurakalksteinen wurden bis zur Endteufe von 115 m Lokalsedimente der Iffezheim-Fm erbohrt, in die lagenweise humose Sedimente eingeschaltet sind.

Es wurden 12 Proben in den Teufen zwischen 20 und 102 m untersucht. Pollenführend waren die Abschnitte 50 – 52 m, 68 – 70 m, 77 – 78 m und 84 – 85 m. Die Proben aus 50 – 70 m Teufe reflektieren ein Kiefernstadial (*Pinus* > 90 %) mit Fichte und sehr geringen Anteilen an Birke, Lärche, und Stauden. Die beiden unteren Proben haben eine sehr geringe Pollendichte. Hier liegt das Verhältnis von Kiefer zu Fichte bei ca. 2 : 1; es gibt geringe Anteile wärmeliebender Taxa wie Tanne, Ulme, Eiche und Hainbuche. Ein pliozänes Alter der Sedimente kann definitiv ausgeschlossen werden, selbst eine Zugehörigkeit zum Frühpleistozän ist unwahrscheinlich. Wir ziehen somit in



Betracht, dass die Iffezheim-Fm hier bis ins Mittelepleistozän hinein abgelagert wurde!

3.3.6 Kenzingen, LGRB 7712/1349

Die Bohrung befindet sich im Bleichtal wenig östlich der Randverwerfung des Oberrheingrabens. Die Schichtenfolge ist zweigeteilt (Tab. 3.3.6): oben alpine Rheinschotter der Neuenburg-Fm, unten eine Abfolge lokaler fluvialer und gravitativer Sedimente (Randfazies der Breisgau-Fm, Wasser-Sfm). Letztere sind teils kalkig, teils entkalkt (Verwitterung!). Sie bestehen aus Schwemmlöß, Hochflut-Feinsedimenten mit humosen Lagen und Kies-Sand-Feinsediment-Zyklen der Bleich.

Tab. 3.3.6: Kenzingen; litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie			Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit		Teufe [m]	Einheit
0 – 13,7	Neuenburg-Fm	alpine Rheinschotter		
13,7 – 20,0		Sedimente der Bleich		
20,0 – 27,9	Wasser-Sfm	Feinsedimente, mit humosen Lagen	21,5 – 27,6	<i>Picea</i> , <i>Pinus</i>
27,9 – 36,0		Schwemmlöß		

Es wurden Pollenproben und Makroflorenreste untersucht. Von elf Proben aus 21,5 bis 27,6 m waren sechs Proben pollenführend. Sie reflektieren alle kühle Verhältnisse nach Art eines Kiefern-Fichtenstadials, mit etwa gleichen Anteilen beider Taxa. Nur in Probe 22,55 m, die eine sehr gute Pollenführung aufweist, ist zusätzlich ein breiteres Spektrum (alle mit sehr geringen Werten) mit Tanne, Eiche, Hasel, Hainbuche sowie NBP und Farnsporen erhalten. Sie repräsentieren eher kühle bis kalte Klimate. Bei 22,25 m und 25,0 m wurden außerdem Makroflorenreste gefunden und durch Prof. Dr. M. RÖSCH (Stuttgart) bestimmt. Die Großreste aus Probe 25,0 m zeigen warmzeitliche Bedingungen an (Eem oder älter, freundliche Mitt. RÖSCH). Eine weitergehende biostratigraphische Zuordnung ist nicht möglich.

3.3.7 Emmendingen - Mauracher Berg, LGRB 7812/728

Die Bohrung Mauracher Berg befindet sich in der nördlichen = distalen Freiburger Bucht, einem Teilbecken des Oberrheingrabens östlich des Kaiserstuhls (in dieser Höhe liegt die alpine Sedimentfalle ganz überwiegend westlich des Rheins im El-

sass). Die Sedimente sind von lokaler Provenienz, oben Elzschotter der Zarten-Sfm (Randfazies der Neuenburg-Fm), unten diamiktische Schotter der Wasser-Sfm (Randfazies der Breisgau-Fm) sowie der Riegel-Horizont (teils humose Feinsedimente im oberen Teil der Wasser-Sfm). Die Pollenproben stammen aus der Wasser-Sfm (Tab. 3.3.7).

Tab. 3.3.7: Emmendingen / Mauracher Berg, LGRB 7812/728, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 15,5	Zarten-Sfm (Neuenburg-Fm)		
15,5 – 60,2	Wasser-Sfm (Breisgau-Sfm)	17,0 – 18,2	Cromer (unbestimmt)
		32,0 – 32,7	
60,2 – 64,3	Kalkverwitterungslehm (Schliengen-Fm?)		
27,9 – 36,0	Verkarsteter Muschelkalk mit frischen Schottern in Karsthohlräumen		

Das im LGRB angefertigte Pollendiagramm stammt von W. BLUDAU. Es deckt die Feinsediment-Bereiche von 17,0–18,2 m sowie von 32,0–32,7 m ab, deren Polleninventar nahezu identisch ist. Man kann trotz der Lücke von 14 m (diamiktische Schotter der Wasser-Sfm) an zwei Abschnitte ein und derselben Warmzeit denken. *Tsuga* fehlt, *Pterocarya*, *Celtis*, *Aesculus* und *Cupressaceae* sind in sehr geringen Anteilen vorhanden. Hohe EMW-Anteile (d. s. *Quercus*, *Tilia* und *Ulmus*) in Verbindung mit hohen *Corylus*-Werten sowie gleichzeitig mittelhohe *Abies*- und *Carpinus*-Anteile (bis 20 bzw. 25 %) lassen an ein mittelepleistozänes Alter denken. Für eine Zuordnung zur Holstein-Warmzeit sind die Anteile der Koniferen insgesamt zu gering, die der Wärme liebenden Sippen zu hoch, so dass mit hoher Wahrscheinlichkeit mit den beiden pollenführenden Abschnitten ein (oder sogar zwei) nicht weiter einzuordnendes **cromerzeitliches Interglazial** erfasst sein dürfte.

3.4 Hochrheintal und Rhonegletscher

Das Hochrheintal verbindet Bodenseebecken und Mittelland mit dem Oberrheingraben. Es enthält Decken- und Terrassenschotter, die jedoch nur einen Bruchteil dessen repräsentieren, was im Laufe des Quartärs in den Graben transpor-

tiert wurde. Insofern dient das Hochrheintal in erster Linie dem Sedimenttransfer.

Der Sedimenttransfer unterliegt jedoch starken Schwankungen. Zur Zeit ist er durch die randalpinen Seen (Bodensee u. a.) unterbrochen, die den Schutt der Alpen noch solange aufnehmen werden, bis sie mit Sediment aufgefüllt sind und durch fluviale Systeme überbrückt werden. Die Seebecken wurden durch subglaziale Erosion während der mittel- und spätpleistozänen Vergletscherungen gebildet. Vor der Beckenausräumung im Frühpleistozän (Deckenschotter-Zeit) ist eine fluviale Verbindung vorhanden.

Eine besondere Situation besteht während der Vorlandvergletscherungen. In diesen Zeitintervallen wären die Becken, sofern vorhanden, durch Gletschereis erfüllt und somit im Sinne des Sedimenttransports überbrückt. Dies gilt ohne Zweifel während der letzten (Würm-) Eiszeit. In älteren Eiszeiten reichten jedoch die Eisvorstöße des Rhonegletschers bis auf die Nordseite des Hochrheintals und beeinträchtigten den Sedimenttransport vom Alpenrhein zum Oberrheingraben.

Während der vorletzten (Riss-) Eiszeit war davon nur die Umgebung von Waldshut betroffen, dagegen während der drittletzten (Hoßkirch-) Eiszeit das gesamte Hochrheintal bis Basel. Zeugen des Rhonegletschers am Schwarzwald-Südrand sind nicht nur diverse Endmoränen und Kamesterrassen, sondern auch einige kleine glaziale Becken, die für die Rekonstruktion der Vergletscherung von besonderem Interesse sind. Das Hauptbecken im Hochrheintal selbst, ist durch den Durchtransport der Sedimentmassen in den Oberrheingraben zur Unkenntlichkeit umgestaltet. – Von den kleinen Becken im Südschwarzwald ist das Haseltal-Becken bei Bad Säckingern am besten untersucht. Es wurde daher als Typlokalität für die gleichnamige „Haseltal-Fm“ ausgewählt, die mit diversen Subformationen die glazialen und Schmelzwasser-Sedimente des Rhonegletschers in Baden-Württemberg zusammenfasst (LithoLex 2011 ff., LGRB 2012).

3.4.1 Bad Säckingern AUD 41, LGRB 8413/627

Das Haseltal-Becken verläuft etwa parallel zum Hochrheintal, nördlich des (bekannteren) Bergsee-Beckens. Seine Sedimentfüllung stammt vom Rhonegletscher, aus dem Schwarzwald und von den unmittelbar angrenzenden Talhängen (Tab. 3.4.1). Die Abfolge im Haseltal Becken besteht unten aus glazialen bis lakustrinen Sedimenten der Haseltal-Fm, die oben humose Lagen enthalten. In die al-

pinen Sedimente sind immer wieder gravitative Lokalsedimente (Hangschutt) eingeschaltet. Letztere bilden auch deren Überdeckung. Da an den Talhängen das Rotliegende (Perm) ansteht, gibt es einen deutlichen Farbkontrast zwischen roten Lokalsedimenten und den grauen Sedimenten des Rhonegletschers.

Tab. 3.4.1: Bad Säckingern AUD 41, LGRB 8413/627, Haseltal-Becken, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 26	Hangschutt	8,35 – 17,3	–
26,0 – 78,0	Haseltal-Fm	26,8 – 29,9	Stadial bis Interglazial (Holstein)
		31,7 – 41,5	Stadial
>78	Fels (Grundgebirge)		

Es wurden 54 Proben aus drei Teufenintervallen pollenanalytisch untersucht: die sechs Proben aus 8,35 – 17,3 m sind alle pollenarm; 48 Proben stammen aus 26,8 – 78,7 m Teufe, wobei alle Proben tiefer 41,5 m (31 Proben) pollenarm sind, bzw. stark zersetzte Pk führen; der Teufenbereich 26,8 – 41,5 m zeigt (mit einer Ausnahme bei 33,3 m: steril) eine gute Pollenführung.

Hinsichtlich der Pollensukzessionen können zwei Abschnitte unterschieden werden: ein oberer von 26,8 – 29,9 m und ein unterer von 31,7 – 41,5 m.

Die Proben des oberen Abschnitts stammen aus massigen, rötlichen Feinsedimenten, die vermutlich aus dem Rotliegend-Hangschutt herzuleiten sind. Die Pollenspektren deuten auf stadiales Klima hin, sie zeigen einen Fichten-Kiefernwald mit rund 1 % Tanne. Lediglich die oberste Probe bei 26,8 m enthält wärmeliebende Arten (Eiche, Hasel, Hainbuche).

Darunter folgen pollenhöfliche tonige und humose Feinsedimente, sowie torfige Lagen. Die Probe bei 41,5 m reflektiert einen Fichtenwald mit Kiefer und Tanne. Bei 32,2 m ist ein Kiefernstadial dokumentiert, das sich mit der Ausbreitung von Tanne und Fichte fortsetzt. Bereits bei 31,7 m erreichen die Anteile der Tanne ihr Maximum mit ca. 45 %. Hier sind alle anderen wärmeliebenden Baumarten völlig unbedeutend.

Interpretation: Der obere Abschnitt ist auf keinen Fall stratigraphisch einzuordnen. Selbst wenn man glaubt, die Abfolge sei autochthon, was sedimentologisch unwahrscheinlich ist, ist die in den Pollenspektren angedeutete Erwärmung viel zu unspezifisch.



Die untere, bei 41,5 m beginnende Sukzession ist gekappt und daher schwer interpretierbar. Die sehr hohen Anteile von Tanne sind jedoch sehr ungewöhnlich. Generell gelten hohe Tannenwerte als charakteristisch für Holstein und für das jüngste Cromer. Letzteres müsste jedoch mit ähnlich hohen Werten an *Carpinus* einhergehen, das ist hier nicht der Fall, insofern ist ein Vergleich mit Holstein am ehesten zutreffend.

3.5 Bodensee-Oberschwaben

Unmittelbar am Alpenrand gelegen, ist das Bodenseebecken die Hauptsedimentfalle für alpine Rheinsedimente. Die subglaziale Übertiefung im Bodensee-Stammbecken geht stellenweise tiefer als der Meeresspiegel. Dazu kommen die nicht ganz so tief ausgeräumten Zweigbecken. – Das heutige Bodenseebecken entstand am Ende der Würmeiszeit, zwei ältere Beckengenerationen der Riss- und Hoßkirch-Eiszeiten sind in Oberschwaben ebenfalls nachgewiesen. Noch ältere, große glaziale Becken sind bisher nicht bekannt.

Will man auch in Oberschwaben die quartären Lockersedimente lithostratigraphisch einteilen, so führt kein Weg daran vorbei, dafür die drei Beckengenerationen als Grundlage zu nehmen. Nachdem die Beckenübertiefung etwas mit subglazialen Vorgängen zu tun hat, sind die lithostratigraphischen Grenzen nicht mit Glazial-Interglazial-Übergängen, sondern mit den Becken-Erosionsereignissen zu verknüpfen. Erst an zweiter Stelle folgen Eistransgressionsflächen. Interglaziale Marken sind in der Regel Teil einer Sequenz und stellen keine eigene lithostratigraphische Einheit dar.

In diesem Sinne umfasst die Hasenweiler-Fm die Sedimente der letzten Beckengeneration, die Illmensee-Fm die der vorletzten und die Dietmanns-Fm die der drittletzten. Noch ältere glaziale Sedimente sind als Steinental-Fm zusammengefasst. Hinsichtlich fluvialer Sedimente wird unterschieden zwischen Oberschwaben-Deckenschottern (die zur Donau geschüttet sind), Hochrhein-Deckenschottern (zum Hochrhein) und Rheingletscher-Terrassenschotter (vom Rheingletscher ausgehende fluviale Schmelzwassersedimente).

Auf der Subformations-Ebene sind die Oberschwaben-Deckenschotter geteilt in Donau-Deckenschotter (Dolomitschotter, Einzugsgebiet östlich vom Alpenrhein), Günz-Deckenschotter (Einzugsgebiet im Alpenrheintal bis Helvetische Decken)

und Mindel-Deckenschotter (etwa heutiges Talnetz bei Beginn der Eintiefung). Die Hochrhein-Deckenschotter sind geteilt in Höhere und Tiefere Deckenschotter. – Für die Formationen der drei Beckengenerationen gibt es verschiedene Subformationen für die jeweiligen Beckenfüllungen (Feinsedimente meist mit Pollenfloren des folgenden Interglazials), für die Vorstöße ohne Beckenbildung, für Endmoränenwälle etc. (LithoLex 2011 ff., LGRB 2012).

Die Warmzeiten sind wie folgt verteilt: Holozän am Top der Hasenweiler-Beckensedimente, Eem am Top der Illmensee-Beckensedimente, und Holstein am Top der Dietmanns-Beckensedimente. Wir diskutieren in dieser Arbeit diejenigen palynologischen Zeitmarken, die zusammen mit den paläomagnetischen Arbeiten an den Deckenschottern am Höchsten als Grundlage für die Neubewertung der oberschwäbischen Quartärgliederung dienen (ELLWANGER et al. 1995, 1999, 2003, 2011). Nicht diskutiert werden diverse Holstein-Vorkommen in Dietmanns-Beckensedimenten bei Singen (SZENKLER & BOCK 1999), Waldburg (FIEBIG 1995) und Liebenau (LGRB-Archiv unpubl.). Die beispielhafte Eem-Frühwürm-Sukzession in Illmensee-Beckensedimenten des Wurzacher Beckens (GRÜGER & SCHREINER 1993), sowie verschiedene Eem-Vorkommen in Depressionen der Altmoränen (Krumbach, FRENZEL & BLUDAU 1987, Jammertal, MÜLLER 2000 u. a.) sind bereits ausführlich publiziert.

3.5.1 Wattenweiler II, Tiefbrunnen KB 2, LGRB 8024/933

Wattenweiler liegt am Innenrand des Jungendmoränenwalls, der vielerorts, so auch hier, als Stauchendmoräne ausgebildet ist. Darunter liegt das Schussen-Federsee-Becken. Die quartären Sedimente gehören zur Dietmanns- und Illmensee-Fm, das Holstein-Interglazial ist am Top der Dietmanns-Beckensedimente nachgewiesen (Tab. 3.5.1).

Tab. 3.5.1: Wattenweiler II, Tiefbrunnen KB 2, LGRB 8024/933, litho- und chronostratigraphische Übersicht

Lithostratigraphie		Chronostratigraphie	
Teufe [m]	Einheit	Teufe [m]	Einheit
0 – 25	Illmensee-Fm	4,0 – 8,3	Holstein (gestaucht)
25 – 86	Dietmanns-Fm	25,5 – 37,0	Holstein
86,– 116	Obere Süßwassermolasse		

Die erste hier abgeteufte Bohrung KB2 Tiefbrunnen Oberes Risstal, LGRB 8024/933 ergab palynologisch bereits Holstein und ein weiteres Interglazial in oberflächennaher Position, das als frühwürm-

zeitliches Interstadial des St. Germain-Typs interpretiert wurde (det. W. BLUDAU in ELLWANGER et al. 1995). Um das vermutete St. Germain-zeitliche Becken zu kartieren, wurden zusätzlich einige flache Bohrungen abgeteuft. Die Befunde daraus wurden nun durch J. HAHNE als umgelagertes Holstein re-interpretiert. In diesem Sinne können die flachen Abschnitte als durch glaziotektonische Verschiebung umgelagerte Sedimente gewertet werden.

Zu der 116 m tiefen Brunnenbohrung kommen noch sieben flache Bohrungen dazu, alle führen Ausschnitte der Holstein-Warmzeit. Abbildung 7 stellt das Pollendiagramm der Dietmanns-Beckensedimente dar; die gestauchten Abschnitte werden im Text diskutiert.

Die Pollensukzession von 25,5 – 37,0 m zeichnet sich aus durch die beinahe stets geschlossene Kurve von *Abies*, die meist unter 5 % bleibt und maximal Werte bis zu 10 % erreicht (Abb. 7). Dazu ist hier besonders das gemeinsame Auftreten von *Fagus* und *Pterocarya* mit Anteilen von 2 – 3 % im jüngeren Drittel des Diagramms für die Holstein-Warmzeit charakteristisch. Verglichen mit ähnlichen Pollendiagrammen vom Ober- und Mittelrhein, fallen die Anteile der Tanne sehr gering aus.

Die Werte der NBP sind hingegen recht hoch, besonders Gräser, *Artemisia*, *Helianthemum* und *Thalictrum* weisen auf unbewaldete Flächen an den Hängen des nördlichen Alpenrandes hin.

Die Funde von *Ostrya*, *Juglans* und *Aesculus* sind völlig untypisch für das Mittelpleistozän. Vermutlich handelt es sich um Verunreinigung durch frühplei-

stozänes Material. Insgesamt scheint das Interglazial zum allergrößten Teil erfasst worden zu sein, auch wenn eine frühe Phase der Erwärmung sowie eine abschließende Abkühlphase nicht deutlich werden.

Bisher sind in den „gestauchten“ Sedimenten oberhalb der Dietmanns-Fm bis 12,2 m Teufe Pollensequenzen gefunden worden:

- Die obere pollenführende Schicht bei 4,0 – 8,3 m in der Bohrung **Wattenweiler II** reflektiert einen 4,35 m langen Abschnitt der Holstein-Warmzeit. Die Sequenz ist alle 10 cm beprobt und damit recht dicht ausgezählt. Eine Korrelierung mit der autochthonen Sequenz ist zuverlässig durch den Verlauf der *Corylus*-Kurve gegeben. Deren Werte erreichen nur in der frühen Phase Anteile von 30 – 40 % und sinken dann allmählich ab. Das gemeinsame Auftreten von *Fagus* und *Carpinus* ist genau hier ausgeprägt, jedoch gegen Ende der Warmzeit, wo es eigentlich auftreten sollte, nur sehr schwach entwickelt. *Pterocarya* fehlt hier, was wieder einmal die enge lokale Präsenz dieses Taxons aufgrund seiner spezifischen Standortansprüche unterstreicht.
- Das Intervall 6,7 – 12,2 m in der Bohrung **Wattenweiler III** charakterisiert die Endphase der Holstein-Warmzeit mit zuverlässigen Pollenspektren. Darüber zeigt ein wenig differenzierter postinterglazialer Abschnitt nur unregelmäßige Pollenführung. Eindeutig identifizierbar wird die Endphase des Holstein durch das gemeinsame Auftreten von *Fagus* und *Carpinus* sowie das

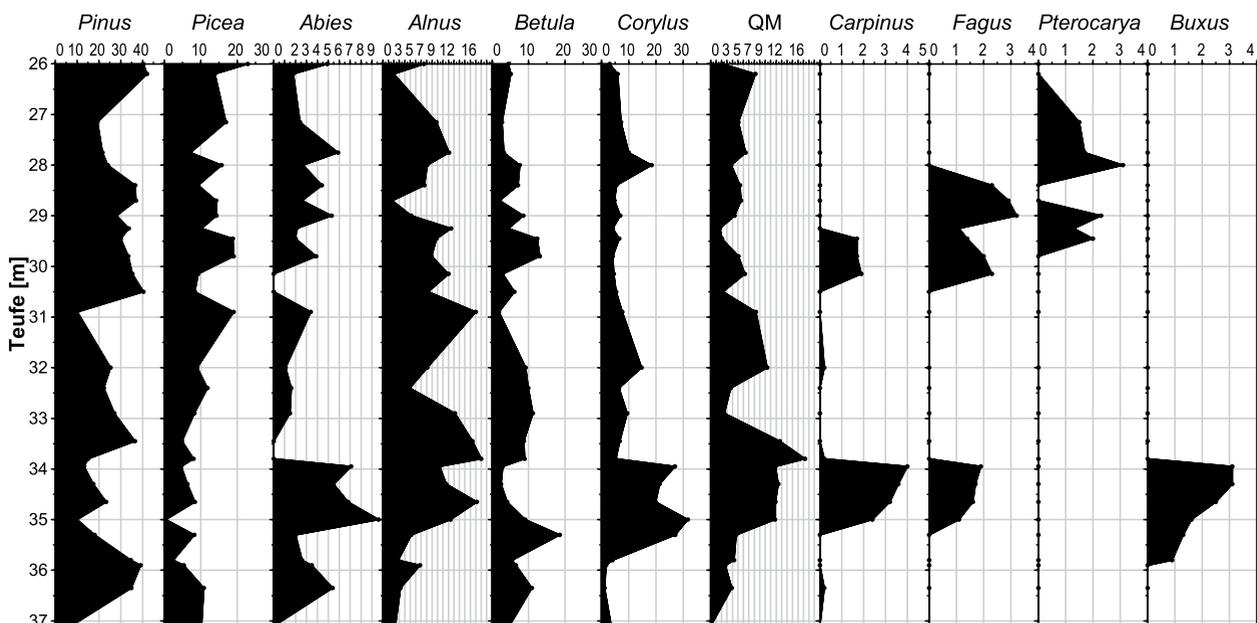


Abb. 7: Das Holstein im Pollendiagramm der Bohrung Wattenweiler II, Tiefbrunnen KB 2, LGRB 8024/933 (det. BLUDAU, LGRB-Archiv)



wenig später erfolgende Aussetzen der bis dahin geschlossenen *Abies*-Kurve. *Pterocarya* ist nicht nachgewiesen; dennoch ist eine Korrelation mit dem autochthonen Holstein ohne Schwierigkeiten möglich.

• Obwohl die Pollensukzessionen der Bohrungen **Wattenweiler V** (5,6 – 11,2), **VII** (9,1 – 10,0 m), **IX** (4,3 – 8,2 m), **X** (7,5 – 9,7 m) und **XI** (3,3 – 4,1 m) stärker gestört sind, sind auch sie wahrscheinlich Holstein-zeitlich einzustufen. Bezüglich ihrer Auflösung treten sie deutlich hinter den oben genannten Profilen zurück, die charakteristische *Pterocarya-Fagus*-Zone ist nicht deutlich entwickelt.

3.5.2 Hoßkirch Becken, KB 90–01, –04, –05, –06 LGRB 8022/470, /473, /474, /475

Das Hoßkirch Becken befindet sich im Norden des Rheingletschergebiets. Es ist eine der beiden Schlüsselkationen, mit deren Hilfe die von PENCK & BRÜCKNER (1909) etablierte Gleichsetzung der drittletzten alpinen Vergletscherung mit der Einheit „Mindel-Deckenschotter“ für Oberschwaben falsifiziert wurde:

Der Mindel-Deckenschotter von Königseggwald wird durch das rund 200 m tief eingeschnittene Becken unterbrochen. Dadurch wird der Südteil des Deckenschotters zum Zeugenberg. Im Becken sind Sedimente von drei Vergletscherungen erhalten: unten Hoßkirch, dann Riss, am Top Würm. Zwischen Hoßkirch und Riss ist das Holstein-Interglazial nachgewiesen, zusätzlich ein jüngeres Thermomer zwischen Riss und Würm, also in Eem-Position (ELLWANGER et al. 1995).

Die andere Schlüsselkation befindet sich etwa 20 km südlich vom Hoßkirch Becken am Höchsten, wo paläomagnetische Befunde belegen, dass die Mindel-Deckenschotter frühpleistozän einzustufen sind, also weitaus älter als Hoßkirch und Holstein (ROLF et al., dieser Band).

Das Hoßkirch Becken wurde mit hochwertigen Kernbohrungen erkundet, von denen vier Bohrungen palynologisch von besonderem Interesse sind (Tab. 3.5.2.1 – 3.5.2.2). Für das Holstein-Interglazial sind dies die Bohrungen KB 90–01, –04 und –06 (LGRB 8022/470, /473 und /475), für das jüngere Thermomer die Bohrung KB 90–05 (LGRB 8022/474). Alle Analysen det. BLUDAU.

KB 90–01 (LGRB 8022/470): Pollenführend sind die Intervalle 4 – 5 m sowie 38 – 40 m und 53 – 63 m (Abb. 8).

Aus 4 – 5 m stammen drei Proben mit indifferenter Kiefern-Fichten-Dominanz.

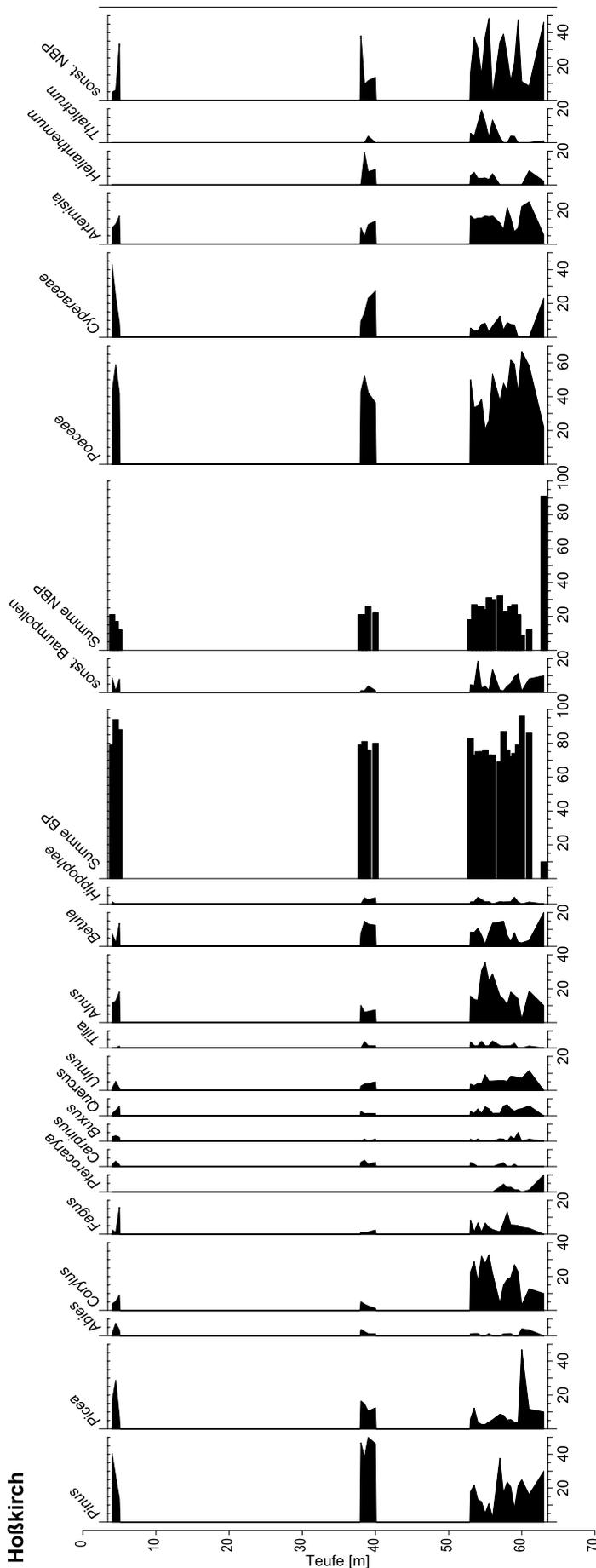
Die unteren Abschnitte gehören zusammen: Abschnitt 53 – 63 m reflektiert das **Holstein-Interglazial** mit *Fagus* und *Pterocarya*, der Abschnitt 40 – 38 m mit hohen *Pinus*-Werten das – vermutlich umgelagerte – Ende derselben Warmzeit. Das Holstein-Diagramm ähnelt in seinem Verlauf den Daten von Wattenweiler. Auffällig sind die vergleichsweise geringen Anteile von *Abies*. Die *Corylus*- und besonders auch die NBP-Kurve erreichen insgesamt recht hohe Werte. Das gleichzeitige Auftreten des *Fagus*-Maximums mit *Pterocarya* ist das spezifische Kriterium, an dem man die Holstein-Warmzeit in beinahe allen Profilen auf den ersten Blick erkennt. Ein vorausgehender Anstieg der *Carpinus*-Kurve findet hier, im Gegensatz zu Wattenweiler, nicht statt. – Die hier ebenfalls identifizierten Pk von *Carya*, *Aesculus* und *Juglans* werden als Verunreinigung eingestuft.

Tab. 3.5.2.1: Hoßkirch Becken, Lithostratigraphie der Kernbohrungen KB 90–01, –04 und –05 (LGRB 8022/470, /473 und /475). Das Holstein-Interglazial ist jeweils im oberen Teil der Dietmanns-Seesedimente nachgewiesen.

Lithostratigraphie		90-01	90-04	90-06
Illmensee-Fm	Kisslegg-Sfm	0 – 10,2	0 – 17,0	0 – 5,5
	Dürmentingen-Sfm	10,2 – 31,5	17,0 – 39,2	5,5 – 36,0
Dietmanns-Fm	Scholterhaus-Sfm	31,5 – 51,8	39,2 – 53,5	36,0 – 56,0
	Seesedimente	51,8 – 81,0	53,5 – 85,0	56,0 – 99,0
Molasse		> 81,0	> 85,0	> 99,0
		(OSM)	(OMM)	(Albstein)

KB 90–04 (LGRB 8022/473): Die Pollenführung der Intervalle 49 – 51 m und 61 – 73 m mit *Fagus* und *Pterocarya* weist auf das **Holstein-Interglazial** hin. Das obere Intervall ist vermutlich aufgearbeitet.

KB 90–06 (LGRB 8022/475): Pollenführend sind hier die Abschnitte 95 – 91 m, 86 – 71 m sowie 64 – 48 m. In 86 – 71 m ist wiederum ein weitgehend vollständiges, für Südwestdeutschland typisches Holstein, mit *Pterocarya* und *Fagus* und einer zuvor einsetzenden *Carpinus*-Ausbreitung entwickelt. Es ist wahrscheinlich, dass die hohen *Picea*-Werte in 94 – 95 m Teufe dem *Picea*-Maximum in KB 90–01 bei 61 m entsprechen. Die Probe bei 45 m mit *Pinus*, *Picea* und *Abies* stammt zwar nicht mehr aus den Seesedimenten, sondern aus dem hangenden Till der Scholterhaus-Sfm, könnte aber aufgearbeiteten Seesedimenten aus der Endphase dieses Interglazials zuzurechnen sein.



KB 90–05, LGRB 8022/474: Pollenführend ist nur das Intervall 3,1 – 13,45 m, wobei bei 8,1 – 9,4 m eine Lücke besteht. W. BLUDAU hat diese Pollenflora in den 1990er Jahren bearbeitet und zum Typ Pfefferbichl gestellt (ELLWANGER et al. 1995).

Das Profil KB 90–05 ist sehr oberflächennah (3,1 – 13,45 m). Von 13,45 bis 9,4 m ist *Pinus*-dominant und *Fagus* liegt beinahe in geschlossener Kurve vor. Oberhalb 8,10 m breiten sich *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* aus. *Corylus* ist besonders stark, mit 20 – 50 %, vertreten. Die NBP-Anteile liegen relativ gleichmäßig um 15 %.

Die Pollensukzession im oberen Teil (bis ca. 8,10 m) bietet reichlich Diskussionsstoff und lässt hinsichtlich ihrer zeitlichen Einstufung mehrere Möglichkeiten offen:

Die Ausbreitung von Hasel und EMW oben erinnert auf den ersten Blick durchaus an das Boreal oder auch das frühe Eem. Dem widerspricht in erheblichem Maße das gleichzeitige Vorhandensein von Tanne und Rotbuche sowie die relativ hohen NBP-Anteile.

Aufgrund der Oberflächennähe der Sedimente, könnte ein weichselzeitliches (würmzeitliches) Alter in Erwägung gezogen werden. Man könnte sich trotz der ungewöhnlich hohen Anteile der Hasel hier auf das Frühweichsel konzentrieren, da besonders die deutliche Erwärmung keinesfalls im mittleren oder gar dem jüngeren Weichsel erfolgt sein kann. Die für das Brörup typische Abkühlung ist nicht zu erkennen, so dass eine Einstufung ins Odderade (St. Germain II) zu diskutieren ist.

Die Pollenvergesellschaftungen ober- und unterhalb der Lücke unterscheiden sich deutlich. Der untere Teil ist warmzeitlich, aber palynostratigraphisch unspezifisch. Insofern kann keine Aussage darüber gemacht werden, ob die Lücke einem zeitlichen Hiatus entsprechen könnte.

Abb. 8: Das Holstein im Pollendiagramm der Bohrung Hoßkirch KB 90–01, LGRB 8022/470 (det. BLUDAU, LGRB-Archiv)



Tab. 3.5.2.2: Hoßkirch Becken, Lithostratigraphie der Kernbohrung KB 90–05 (LGRB 8022/474).

Lithostratigraphie		90-05
Illmensee-Fm	Dürmentingen-Sfm	– 40,5
Dietmanns-Fm	Scholterhaus-Sfm	40,5 – 51,0
	Seesedimente	51,0 – 91,0
Molasse		> 91,0
		(OMM-Deckschichten)

3.5.3 Unterpfauzenwald, LGRB 8026/229

Unterpfauzenwald befindet sich im äußersten Nordosten des Vergletscherungsgebiets des Rheingletschers. Die pollenführenden Sedimente (Torfe) entwickeln sich im Sinne einer fining-up-Sequenz aus glazialen Diamikten des Unterpfauzenwald-Till (einer Sfm der Steinental-Fm, Tab. 3.5.3).

Tab. 3.5.3: Unterpfauzenwald: litho- und chronostratigraphische Übersicht, Pollenzonen det. BLUDAU (aus BIBUS et al., 1996)

Lithostratigraphie		Chronostratigr.
	Steinhausen-Till	
Steinental-Fm	Torf	(7) Fichte, Kiefer und Tanne, dazu EMW, <i>Tsuga</i> , <i>Pterocarya</i> und <i>Ostrya</i>
		Hiatus
		(6) Birkendominanz
		(5) EMW
		(4) Hasel
		(3) Tanne und Fichte
		(2) Ausbreitung von Birke
	(1) Tundra-Vegetation	Bavel-Komplex
	Unterpfauzenwald-Till	
Oberschwaben-Deckenschotter-Fm		

Die Pollenanalyse des Torfs von Unterpfauzenwald stammt von W. BLUDAU und ist publiziert in BIBUS et al. (1996). Man erkennt vom Liegenden zum Hangenden nach einer initialen, waldfreien Phase mit vorherrschender Tundra-Vegetation (*Artemisia*-Anteile bis zu 25 %, *Helianthemum*- und *Thalictrum*-Werte bis ca. 10 %) eine sukzessive Ausbreitung von Birke, die massive Ausbreitung von Tanne und Fichte, gefolgt von der Hasel und den EMW-Arten. Durch eine Birkendominanz, die einhergeht mit einer Kiefern Ausbreitung, wird die Warmphase scheinbar beendet.

Nach einem Hiatus bei 16,70 – 18,00 m bleibt es im Grunde genommen bis zum Ende der Pollensequenz bei einer Koniferen-Dominanz mit relativ konstanten Anteilen von Fichte, Kiefer und Tanne. Stets geringe EMW- und Rotbuchen-Werte werden begleitet von immer wiederkehrenden einzelnen Nachweisen von *Tsuga*, *Pterocarya* und *Ostrya*-Habitus. Von großer Bedeutung für die Interpretation dieses Profils ist die Frage, ob diese drei Taxa autochthon sind. Ist das der Fall, ist die Einstufung in das Frühpleistozän gesichert.

Zudem ist die Sukzession der Taxa in der protokratischen Phase (Frühphase mit Birke gefolgt von Kiefer und Tanne) untypisch für das Jung- und Mittelpleistozän, so dass eine Zuordnung zum Bavel-Komplex in Betracht gezogen werden kann.

4. Palynostratigraphische Synthese und Chronostratigraphie für das Quartär im Süden und Westen Baden-Württembergs

Diese Arbeit stellt die wichtigsten pollenanalytischen Untersuchungen aus dem Oberrheingraben, vom Hochrhein und aus Oberschwaben im Sinne von Fallstudien zusammenfassend dar und beleuchtet die Ergebnisse im Kontext der neuen Quartär-Lithostratigraphie des LGRB. Einige grenznahe Profile aus Südhessen, Rheinland-Pfalz und Frankreich sind ebenfalls in die Diskussion einbezogen. In der folgenden Zusammenschau sollen die wesentlichen pleistozänen Thermomere sowie einige pliozäne Spektren in allgemeiner Form dargestellt und ihre Charakteristika herausgearbeitet werden. Die wichtigsten Kriterien lassen sich folgendermaßen skizzieren:

Eem:

Sukzession: *Ulmus*, *Quercus*, (*Taxus*), *Corylus* (bis 60 %)

mesokratische Phase: *Abies-Carpinus*-Dominanz

Holstein im Oberrheingraben:

Abies-Dominanz, (*Buxus*), *Carpinus-Fagus-Pterocarya*-Zone (*Pterocarya* 0 – 30 %)

Holstein in Oberschwaben:

Abies < 10 %, *Buxus* 5 – 20 %, *Carpinus-Fagus-Pterocarya*-Zone, hohe NBP-Anteile, *Artemisia* und *Helianthemum*

Cromer-Komplex:

Abfolge Cromer I – Typ Hunteburg – Typ Kärlich

- Cromer (Typ Kärlich oder Bilshausen):
Abies-Carpinus-Dominanz, mit *Quercus* und *Picea*, wenig *Corylus*
- Cromer (Typ Hunteburg):
Sukzession: *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus*, *Taxus*, EMW durchgehend mit hohen Werten
- Cromer I:
Eucommia-Zone

Bavel-Komplex:

Tsuga, *Pinus*-Dominanz mit *Picea* (auch *P. omorica*), EMW (*Quercus*) und *Carpinus* gering, einzelne *Fagus*-Pk, Kaltphasen mit ca. 90 % *Pinus*

Waal:

vorherrschend *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Carpinus*, *Alnus*, wenig EMW (*Quercus* < 10 %), kaum *Fagus*, aber alle frühpleistozänen Elemente (*Tsuga*, *Pterocarya*, *Eucommia*, *Carya*, *Ostrya*-Typ, und *Celtis*) vorhanden

Tegelen:

pliozäne Elemente (*Sequoia*- und *Taxodium*-Typ, *Sciadopitys*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Cistaceae* und *Parthenocissus*) bis 10 % (vereinzelt bis 15 %), *Fagus* 5 – 20 %, *Pinus-Haploxylon*-Typ

Plizoän (Reuver):

Pliozäne Elemente > 10 %, einzelne *Fagus*, teilweise hohe Anteile von *Ulmus*-Hab. und *Ilex*, wenig *Abies* und *Picea*

Soweit aktuell erkennbar, entsprechen die im Süden und Westen Baden-Württembergs identifizierten Thermomere in hohem Maße der traditionellen niederländischen (ZAGWIJN 1985) und der aktuellen norddeutschen Quartär-Chronostratigraphie (STD 2002, STDK 2012). Dieses bewährt sich im landesgeologischen Schema sehr gut, vor allem weil durch den definierten Rahmen auch relativ kurze Sequenzen mit wenigen Pollenspektren interpretierbar und damit für die Landesgeologie nutzbar werden (z. B. die Bohrung AUD 41 bei Bad Säckingen).

Die aktuelle niederländische Stratigraphie arbeitet nicht mehr mit den hier beschriebenen, sondern mit modifizierten biostratigraphischen Zeitmarken. Im Schweizer Mittelland und im bayerisch-österreichischen Salzachgebiet gewinnt das Meikirch-Interglazial (zwischen Holstein und Eem) immer

mehr an Bedeutung. Es ist in die aktuelle Schweizer Quartärgliederung eingebettet (PREUSSER et al. 2011), die paradoxer Weise fast identisch ist mit jener, die 1995 – 2005 in Oberschwaben verwendet wurde (allerdings mit anderer Nomenklatur, z. B. Pfefferbichl-Interglazial anstelle von Meikirch, vgl. SZENKLER & BOCK 1999, ELLWANGER et al. 1999).

Wir haben die abweichenden palynostratigraphischen Ansätze im Rahmen der vorliegenden Studie nach bestem Wissen getestet und kommen so zu dem hier vorgelegten Ergebnis.

Danksagung

Großer Dank gilt Herrn Prof. Dr. M. Rösch, Stuttgart, Herrn Prof. Dr. K.-E. Behre und Herrn Dr. F. Bittmann, beide Wilhelmshafen, für die Einsichtnahme verschiedener Pollenspektren und ihre Diskussionsbeiträge.

Wir bedanken uns auch bei der Schluchseewerk AG für die Erlaubnis zur Veröffentlichung der Daten aus der Bohrung AUD 41.

Literatur

- ANDERSEN, S. T. (1965): Interglacialer og interstadialer Danmarks Kvartær. – Mededel. Dansk Geol. Forening, **15**: 486–506.
- BARTZ, J. (1976): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. – In: ILLIES, J.H., FUCHS, K. (eds.): Approaches to Taphrogenesis, Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific report No. **8**: 78–87, Stuttgart (Schweizerbart).
- DE BEAULIEU, J.-L. & MONTJUVENT, G. (1985): Données actuelles sur la formation Interglaciaire de Pompillon (Pleistocène moyen), Val de Lans en Vercors (Isère, France). – Bull. Assoc. Franç. Etude Quatern., **1985/2-3**: 75–83.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., ELLWANGER, D., FROMM, K., KÖSEL, M. & SCHREINER, A. (1996): On Pre-Würm glacial and interglacial deposits of the Rhine Glacier (South German Alpine Foreland, Upper Swabia, Baden-Württemberg). – In: TURNER, CH (ed.): The early Middle Pleistocene in Europe, pp. 195–204, Rotterdam (Balkema).
- BITTMANN, F. (1992): The Kärlich Interglacial, Middle Rhine region, Germany: vegetation history and stratigraphic position. – Vegetat. Hist. Archaeobot., **1**: 243–258.



- BITTMANN, F. & MÜLLER, H. (1996): The Kärlich Interglacial site and its correlation with the Bilshausen sequence. – In: TURNER, CH. (ed.): *The early Middle Pleistocene in Europe*, pp. 187–194, Rotterdam (Balkema).
- BLUDAU, W. (1995): Altpleistozäne Warmzeiten im Alpenvorland und im Oberrheingraben – Ein Beitrag der Palynologie zum „Uhlenberg-Problem“. – *Geol. Bavarica* **99**: 119–133.
- BROST, E. & ELLWANGER, D. mit Beiträgen von BLUDAU, W. & ROLF, C. (1991): Einige Ergebnisse neuerer geoelektrischer und stratigraphischer Untersuchungen im Gebiet zwischen Kaiserstuhl und Kehl. – *Geol. Jb.*, **E 48**: 71–81.
- BUNESS, H. & GABRIEL, G. (2012): Reflexionsseismische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord und Viernheim. – *LGRB-Informationen*, **26**: 194–209 (dieser Band).
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Baden-Württemberg. – In: BENDA, L. (ed.): *Das Quartär Deutschlands*, S. 255–295, Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- ELLWANGER, D., FIEBIG, M., & HEINZ, J. mit Beiträgen zur Pollenanalyse von BLUDAU, W. (1999): Quartärgeologie des mittleren Rheingletschergebietes (Bittelschiess, Höchsten, Hosskirch, Ostrach). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **81**: 217–230.
- ELLWANGER, D. unter Mitarbeit von LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & NEEB, I. (2003): Eine „landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung“ vom Alpenrand bis zum Oberrhein. – *GeoArchaeoRhein*, **4**: 81–125.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, R.O., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2008a): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 316–337.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., GREILING, R.O., HOSELMANN, CH., WEIDENFELLER, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2008b): Pliocene and Quaternary evolution and sedimentary fill of the Upper Rhine Graben. – *Joint EUCOR-URGENT and TOPO-WECEP Workshop, 8th International Symposium on Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics*, 25–28 March 2008, Mont Saint-Odile, Alsace, France, 2008.
- ELLWANGER, D., KIMMIG, B., SIMON, T. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2011): Quartärgeologie des Rheingletschergebietes, Exkursion I. (29.04.2011). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **93**: 115–217.
- ENGESSER, W. & MÜNZING, K. (1991): Molluskenfaunen aus Bohrungen im Raum Philippsburg-Mannheim und ihre Bedeutung für die Quartärstratigraphie des Oberrheingrabens. – *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **33**: 97–117.
- FIEBIG, M. (1995): Pleistozäne Ablagerungen im süddeutschen und im neuseeländischen Alpenvorland - ein Vergleich. – *Inaug. Diss. Univ. Freiburg*, 122 S., Freiburg.
- FRECHEN, M., ELLWANGER, D., RIMKUS, D., & TECHMER, A. (2008): Timing of Medieval Fluvial Aggradation at Bremgarten in the Southern Upper Rhine Graben – a Test for Luminescence Dating. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 411–432.
- FRENZEL, B. & BLUDAU, W. (1987): On the duration of the interglacial to glacial transition at the end of the Eemian interglacial (deep sea stage 5e): Botanical and sedimentological evidence. – In: BERGER, W.H. & LABEYRIE, L.D. (eds.): *Abrupt climatic changes – Evidence and implications*. – NATO ASI, Series C, **216**: 151–162, Dordrecht (Reidel).
- GEISSERT, F., MENILLET, F. & FARJANEL, G. (1976): Les alluvions Rhénanes Plio-Quaternaires dans le département du Bas-Rhin. – *Sci. géol. Bull.*, **29**: 121–170.
- GRÜGER, E. (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. – *Geol. Bavarica*, **84**: 21–40.
- GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riss-Würm und würmzeitliche Ablagerungen im Wurzacher Becken (Rheingletschergebiet). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **189**: 81–117.
- HAGEDORN, E.M. (2004): Sedimentpetrographie und Lithofazies der jungtertiären und quartären Sedimente im Oberrheingebiet. – 248 S. Inaugural-Dissertation, Geol. Inst. Univ. Köln; Köln. URL: <http://kups.ub.uni-koeln.de/volltexte/2004/1253/>
- HAHNE, J. (1996): The interglacial Site of Hunteburg near Quakenbrück (NW Germany). – In: TURNER, CH. (eds): *The early Middle Pleistocene in Europe*, pp. 181–186, Rotterdam (Balkema).
- HAHNE, J., MENGELING, H., MERKT, J. & GRAMANN, F. (1994): Die Hunteburg-Warmzeit „Cromer Komplex“ und Ablagerungen der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in der Forschungsbohrung Hunteburg GE 58 bei Osnabrück. – *Geol. Jb.* **A 34**: 117–186.
- HAHNE, J., ELLWANGER, D. & STRITZKE, R. (2008): Evidence for a Waalian thermomere pollen record from the research borehole Heidelberg UniNord, Upper Rhine Graben, Baden-Württemberg. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 403–410.
- HOMANN, M. & LEPPER, J. (1994): Das Cromer-Profil von Sohlingen (Südniedersachsen). – *Geol. Jb.*, **A 134**: 211–228.
- HOSELMANN, CH. (2008): The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany). – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 286–315.
- KNIPPING, M. (2004): Pollenanalytische Untersuchungen an einem mittelpleistozänen Interglazial bei Mannheim. *Festschrift Erhard Bibus zum 60. Geburtstag*. – *Tüb. Geowiss Arb.*, **D 10**: 199–217.
- KNIPPING, M. (2008): Early and Middle Pleistocene pollen assemblages of deep core drillings in the Upper Rhine Graben, Germany. – *Netherl. J. Geosci.*, **87/1**: 51–65.
- LGRB (2012): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis Geologischer Einheiten – Aktualisierte Ausgabe Mai 2012. – Internet-Publ.: <http://www.lgrb.uni-freiburg.de>; Freiburg i. Br. (Reg.-Präs. Freiburg - L.-Amt Geol. Rohst. Bergb.).
- LithoLex 2011 ff. Online-Datenbank: <http://www.bgr.bund.de/litholex>. Hannover, BGR.
- LITT, T. & ELLWANGER, D. (2006): Forschungsbohrungen im nördlichen Oberrheingraben zur Untersuchung der stratigraphischen, paläoklimatischen und neotektonischen Entwicklung des mitteleuropäischen Plio-Pleistozäns. – *DFG-Abschlussbericht LI 582/3–2*.
- LÖSCHER, M. (1997): Die ehemalige Neckarschleife von Mauer und ihre Ablagerungen. – In: WAGNER G.A. & BEINHAUER, K.W. (Hrsg.): *Homo heidelbergensis* von Mauer, S. 93–107, Heidelberg (HVA).

- MÜLLER, H. (1965): Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profiles Bilshausen (Unter-Eichsfeld). – *Geol. Jb.*, **83**: 327–352.
- MÜLLER, U. C. (2000): A late Pleistocene pollen sequence from the Jammertal, SW Germany with particular reference to location and altitude as factors determining Eemian forest composition. – *Veget. Hist. Archaeobot.*, **9**: 125–131.
- MÜNZING, K. (1981): Pliozäne Mollusken aus der Umgebung von Rastatt und Philippsburg (Oberrheingraben, Baden-Württemberg). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **63**: 151–156.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 1199 S. Leipzig (Tauchnitz).
- PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, CH. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **60/2**: 282–305.
- ROLF, C., FROMM, K. & ELLWANGER, D. (2012): Zur Magnetostratigraphie an Deckenschottern aus dem südlichen Oberschwaben. – *LGRB-Informationen*, **26**: 171–180 (dieser Band).
- RZECZOWSKI, J. (1996): The Ferdynandowian Interglacial and its stratigraphical position in the Middle Pleistocene of Europe. – In: TURNER, CH. (eds.): *The early Middle Pleistocene in Europe*, pp. 279–294, Rotterdam (Balkema).
- STD (2002), Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*, Potsdam (GFZ).
- STDK (2012), Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg., Koordination und Gestaltung M. MENNING & A. HENDRICH): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2012*, Potsdam (GFZ).
- SZENKLER, CH. & BOCK, H. (1999): Quartärgeologie und Rohstoffgeologie im Singener Beckenkomplex. Westliches Rheingletschergebiet (Hegau, Lkrs. Konstanz). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **81**: 183–216.
- TURNER, CH. (1996): *The early Middle Pleistocene in Europe*. – XI & 329 S., Rotterdam (Balkema).
- URBAN, B. (1983): Biostratigraphic correlation of the Kärlich Interglacial, northwestern Germany. – *Boreas*, **12**: 83–90.
- URBAN, B. (1997): Grundzüge der eiszeitlichen Klima- und Vegetationsgeschichte in Mitteleuropa. – In: WAGNER G. A. & BEINHAUER, K. W. (Hrsg.): *Homo heidelbergensis* von Mauer, S. 241–263, Heidelberg (HVA).
- VAN DER HAMMEN, T., WIJMSTRA, T. A., & ZAGWIJN, H. W. (1971): The Floral Record of The Late Cenozoic of Europe. – In: TUREKIAN, K. K. (ed.): *The Late Cenozoic Glacial Ages*, pp. 391–424, New Haven (Yale University Press).
- WEIDENFELLER, M. & KNIPPING, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57/3-4**: 270–285.
- WELTEN, M. (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – *Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F.*, **162**: 1–38.
- ZAGWIJN, H.-W. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. – *Geol. Mijnbouw*, **64**: 17–24.
- ZAGWIJN, H.-W. & DE JONG, J. (1984): Die Interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische Stellung im niederländischen Frühpleistozän. – *Mededel. Rijks Geol. Dienst*, **37/3**: 155–169.
- ZÖLLER, L. (1997): Die Schichtenfolge der Fundstelle Grafenrain in Mauer. – In: WAGNER G. A. & BEINHAUER, K. W. (Hrsg.): *Homo heidelbergensis* von Mauer, S. 108–123, Heidelberg (HVA).



LGRB-Informationen	26	S. 155 –162	2 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	-----------	-------------	--------	--------	------------------------------

Ein Eem-zeitliches Pollenprofil aus der Nördlichen Oberrheinniederung bei Philippsburg

SIEGFRIED SCHLOSS

Inhalt

1	Einleitung	157
2	Lage	157
3	Aufbereitung und Methodik	158
4	Grundzüge des Eem-Glazials	158
5	Diagrammbeschreibung und Ergebnisse	159
6	Einzelanmerkungen	160
7	Lokale Vegetation	161
8	Ausblick	161
	<i>Dank</i>	<i>161</i>
	<i>Literatur</i>	<i>161</i>





LGRB-Informationen	26	S. 155 – 162	2 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	-----------	--------------	--------	--------	------------------------------

Ein Eem-zeitliches Pollenprofil aus der Nördlichen Oberrheinniederung bei Philippsburg

SIEGFRIED SCHLOSS

Kurzfassung

In der Altaue der Nördlichen Oberrheinniederung konnte durch Taucher aus einem Baggersee bei Philippsburg ein Torf geborgen werden, der nach pollenanalytischer Bearbeitung als die jüngere Hälfte des Eem-Interglazials einzuordnen ist.

Abstract

Frogmen could retrieve peat samples from a quarry pond in the higher floodplain of the lowlands of the Northern Upper Rhine Graben. The pollen-flora allows to assign the peat to the younger part of the Eemian interglacial.

Südlichen und Nördlichen Oberrheinniederung bisher keine Eem-zeitlichen Pollenprofile erbohrt und ausgewertet wurden. Ebenso konnte aus den chronostratigraphischen Ergebnissen zum Bohrprojekt „Heidelberger Becken“ ein Eem-Interglazial noch nicht erfasst werden (ELLWANGER et al. 2009). Auf die pollenanalytischen Ergebnisse von BEUG (1988), KNIPPING (2008) und WEIDENFELLER & KNIPPING (2008) aus der Nördlichen Oberrheinniederung und die dortige, noch offene Diskussion über die Zuordnung und Zeitstellung wird jedoch verwiesen, ebenso auf die Ergebnisse von pollenanalytisch bearbeiteten Einzelproben (KÜTTEL et al. 1986) und BRELIE (1976).

2 Lage

1 Einleitung

Das letzte Interglazial (Eem-Warmzeit, Riß/Würm-Interglazial) gilt als das meist- und bestuntersuchte Interglazial in unseren Breiten, wobei diesem Interglazial eine erstaunliche Übereinstimmung für Mitteleuropa in den Grundzügen seiner Wald- und Vegetationsentwicklung, im Gegensatz zur holozänen Entwicklung, zugesprochen wird. LANG (1994) zeigt eine Übersichtskarte der wichtigsten Fundstellen des Eem-Interglazials in Europa, die zwischenzeitlich um weitere Fundstellen zu erweitern wäre, jedoch auch so erkennen lässt, dass im Oberrheinischen Tiefland, in Besonderheit in der

Die aus einem Baggersee südwestlich von Philippsburg (TK 25, Bl. 6716 Germersheim) durch Taucher geborgenen Torfstücke entstammen einer Wassertiefe von 13,50 m. Der Baggersee selbst liegt innerhalb der Altaue des Mäandersystems um den Rußheimer Altrhein. Der Torf war in der westlichen Abbauwand zwischen Kies- und Sandablagerungen abgelagert. In Längsschnitt 6 der HGK 2007 liegen darüber rund 8 m mächtige alpine Kiese der Oberen kiesig-sandigen Abfolge (OksA). In mehreren Tauchgängen konnte bisher ein Meter Torf in situ geborgen werden, tiefer liegende Torfe und organische Ablagerungen sind noch zu erwarten. Es ist beabsichtigt die Taucharbeiten diesbezüglich fortzusetzen.

3 Aufbereitung und Methodik

Bei dem Torf handelt es sich um einen kompakten Bruchwaldtorf mit zwischengelagerten Holzlagen. Die Aufbereitung für die pollenanalytische Auswertung in 1 cm Abständen erfolgte nach dem üblichen KOH-Azetolyse-Verfahren. Durchgängige Aufarbeitung, Auslese und Suche nach Makroresten ergab keine verwertbaren Ergebnisse, eine Bestimmung der Holzreste erfolgte nicht.

Die Pollenerhaltung war gut und verwertbar, die Pollenkonzentration jedoch schwankend, so dass die angestrebte Pollensumme der Baumpollen pro Präparat von 500 Baumpollen mit vertretbarem Zeitaufwand nicht immer erreicht werden konnte. Als Bezugssumme der Berechnung des Diagramms gilt die Gesamtsumme der Baum- und Nichtbaumpollen einschließlich der nicht bestimmbareren Taxa unter Ausschluss der Sporen und Wasserpflanzen.

4 Grundzüge des Eem-Interglazials

Als Eem-Interglazial wird die Warmzeit bezeichnet, die zwischen der Riß-Kaltzeit und der Würm-Kaltzeit liegt und sich mit dem marinen Isotopenstadium 5e verknüpfen lässt. Nach Jahresschichtenzählungen beläuft sich die Dauer dieser Warmzeit auf rund 11 000 Jahre, der Beginn wird auf 126 ka, das Ende auf 115 ka vor heute datiert (LITT 2007). Die generelle Gliederung von Warmzeiten erfolgt in Phasen, die im wesentlichen durch die Abfolge und das Auftreten von lichtliebenden Baumarten und den Wechsel zu von Schatthölzern geprägtem Wald und Vegetationsgesellschaften bestimmt ist. In Verbindung mit den klimatischen Veränderungen innerhalb der Warmzeit kann es zu wechselnden Pflanzengesellschaften und Artenspektren als Ausdruck sich ändernder Klima- und Bodenverhältnisse innerhalb eines kalt - warm - kalt Zyklus kommen.

Die Einteilung des Eem-Interglazials und sein biostratigraphischer Vergleich beruht nach LANG (1994) auf vier Phasen:

Phase A (protokratische Phase): Sie steht für den Beginn des Eem-Interglazials und ist der Anschluss an das abklingende, vorausgegangene Glazial. Sie

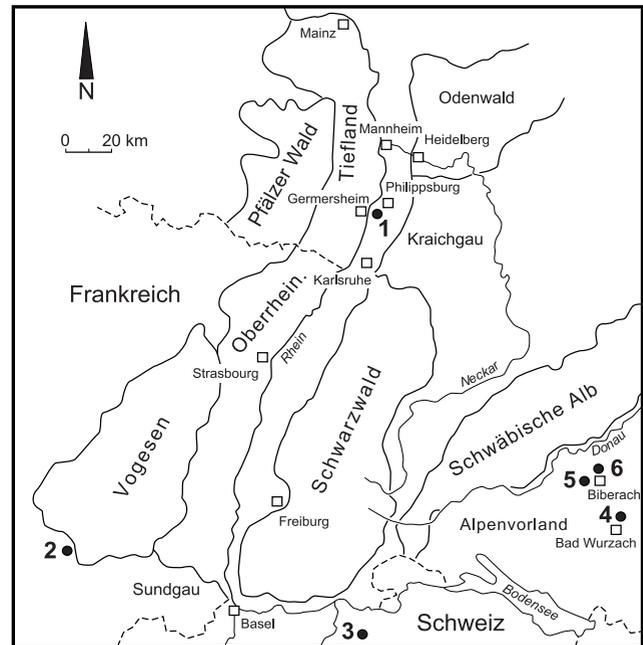


Abb. 1: Lage des Profils und weitere Eem-Profile in benachbarten Großräumen: 1 Philippsburg, 2 Grand Pile (BEAULIEU, DE & REILLE, 1992), 3 Sulzberg-Wettingen (WELTEN, 1982), 4 Bad Wurzach (GRÜGER & SCHREINER, 1993), 5 Jammertal (MÜLLER, 2000), 6 Biberach (RÖSCH, 2012).

wird bestimmt durch *Betula* und *Pinus* mit *Salix* und *Juniperus*. Der Eichenmischwald beginnt einzuwandern und sich auszubreiten. Für die Dauer dieser Einwanderung der Gehölze und Wiederbewaldung werden 1000 Jahre angenommen.

Phase B (1. Teil der mesokratischen Phase): Sie wird durch nunmehr starke Ausbreitung laubwerfender und lichtliebender Baumarten des Eichenmischwaldes geprägt, in der *Corylus* erst nach dem Eichenmischwald einwandert und damit einen markanten Unterschied zur holozänen Einwanderungsgeschichte darstellt. In dieser Phase gelangen auch *Alnus* und *Taxus* zur starken Ausbreitung. Die Zeitdauer dieser Phase liegt bei 2000 – 3000 Jahre.

Phase C (2. Teil der mesokratischen Phase): Als neue Baumart erscheint *Carpinus*, die in unterschiedlicher regionaler Dominanz sich mit *Abies* und *Picea* im Waldbild abwechselt. Durch diese Schatthölzer werden die lichtliebenden Laubgehölze des Eichenmischwaldes verdrängt. Dieser nachhaltige Vegetationswandel dauerte rund 4000 Jahre.

Phase D (telokratische Phase): Der letzte Abschnitt des Eem-Interglazials führt zum Rückgang und Verschwinden der Laubgehölze und wird durch massive Ausbreitung von *Picea*, *Pinus* und *Betula* gekennzeichnet. Es ist zeitlich der längste Abschnitt des Eem-Interglazials und leitet in die letzte Eiszeit, das beginnende Würm-Glazial über.



5 Diagrammbeschreibung und Ergebnisse

In der Gegenüberstellung der Nadel- und Laubgehölze sowie der Nichtbaumpollen zeigt der Diagrammverlauf von der Basis an einen hohen Laubholzanteil gegenüber den Nadelbäumen, der ab der Mitte des Diagramms wechselt und die Nadelgehölze zur Dominanz bringt, während der Laubholzanteil schwindet. Es findet der Übergang von licht- und wärmeliebenden, sommergrünen, klimatisch anspruchsvolleren Baumarten zu Schattholzarten mit borealem Charakter statt. Diese Vegetationsabfolge umfasst somit an der Basis die Phase B, dann in ausgedehnter Ausbildung die Phase C und Phase D des Eem-Interglazials. Diese Zuordnung ist durch die fehlende Nachweise von *Taxus* sowie das Fehlen von markanten *Corylus*- und Eichenmischwald-Gipfeln sowie durch die *Carpinus*-Verbreitung und den Beginn der *Abies*-Kurve schlüssig.

Proben Nr. 100 – 97, Tiefe 14,49 – 14,46 m (Phase B): Zu Beginn des Diagrammes sind alle das Eem-Interglazial in seinem jüngeren Zeitabschnitt prägenden Baumarten und Begleiter vorhanden. *Alnus* und *Carpinus*, Eichenmischwald mit gleich hohen Werten von *Quercus* und *Tilia*, immergrüne Arten wie *Buxus*, *Hedera* und *Ilex* bilden zusammen rund 70 % der Pollensumme, die Nadelgehölze wie *Pinus*, *Picea* und *Abies* sind durchschnittlich mit je 5-10 % vertreten. Der Nachweis von *Fagus* in dieser Phase mit bis zu 3 % ist bemerkenswert.

Proben Nr. 96 – 48, Tiefe 14,45 – 13,98 m (Phase C): Die laubwerfende Gehölzvegetation wird durch *Alnus* und *Carpinus* bestimmt, der Eichenmischwald ist in seinem gesamten Spektrum mit *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* vorhanden, *Acer* und *Fraxinus* sind stetig nachgewiesen. *Pinus* und *Picea* sind subdominant vertreten, *Abies* breitet sich im Gebiet erst aus und erreicht mit rund 20 % ihr erstes Maximum. Die immergrünen Gehölze *Buxus*, *Ilex*, *Hedera* und *Viscum* sind deutlich vorhanden, sie unterstreichen die Klimagunst dieses Abschnittes des Eem-Interglazials. Der Anteil der Laubgehölze ist zwischen Probe Nr. 75 – 50 zunehmend, zumal *Alnus*, *Carpinus*, teilweise noch *Corylus* und Eichenmischwald erhöhte Anteile belegen und die Nadelgehölze noch weitgehend nachgeordnet bleiben. Das Spektrum der Nichtbaumpollen ist unspezifisch (*Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Rubiaceae*

ae sowie *Poaceae* und *Cyperaceae*), lediglich für *Polypodium vulgare* scheint eine engere Bindung an die Laubmischwälder gegeben zu sein.

Proben Nr. 47 – 1, Tiefe 13,97 – 13,50 m (Phase D): Nach dem Verschwinden der immergrünen Laubgehölze erfolgt der Rückgang von *Carpinus* und des Eichenmischwaldes, vor allem durch *Ulmus* und *Tilia*. Die *Corylus*-Kurve verflacht, ebenso geht die *Alnus*-Kurve in Gänze zurück. Bestimmende Baumarten sind die Nadelgehölze mit *Abies* (bis 40 %) und *Picea* (bis 30 %), die letztlich durch den starken Anstieg der *Pinus*-Kurve (bis 90 %) zurückgedrängt werden. Mit dem Anstieg von *Pinus* erfolgt auch eine Zunahme der *Betula*-Kurve (bis 10 %). Die Werte der Nichtbaumpollen-Kurve bleiben unverändert, jedoch ändert sich die Zusammensetzung mit heliophilen Arten und Familien (*Artemisia*, *Compositae*, *Chenopodiaceae*). Das bisher im Kontext mit der *Alnus*-Kurve zu betrachtende üppige Vorkommen von Farnen reduziert sich in gleicher Weise und wird durch *Equisetum* und *Sphagnum* abgelöst.

Bei der vergleichenden Betrachtung dieses Diagramms mit den Ergebnissen aus den benachbarten Großräumen ist auffallend, dass es nicht zu ausgeprägten Maxima und deutlichen gegeneinander abgesetzten Dominanzphasen der nachgewiesenen Baumarten im Oberrheinischen Tiefland kommt. Während bei den Nadelgehölzen die Gründe hierfür sicherlich in der Höhenlage, Klima und sonstigen Standortfaktoren zu suchen sind, ist dies bei den Laubgehölzen in der auch damals gegebenen Klimagunst im Oberrheingebiet nicht unbedingt nachvollziehbar. Es kann dies durchaus Ausdruck eines besonderen Tiefland-Typs des Eem-Interglazials sein. Naheliegender ist jedoch auch die Interpretation als Abbild des Eem-zeitlichen Rheinregimes und des damaligen Wildstromes mit wechselnder Dynamik, Sedimentation und kleinräumlichem Wechsel der standörtlichen Gegebenheiten. Erosion, Akkumulation, Bildung von Altgewässern und deren Verlandung und Vertorfung sowie die Entstehung hochliegender Uferbereiche führten zu sich ändernden Grundwassersituationen einerseits, andererseits müssen die periodischen Überflutungen und damaligen Hochwässer auch zu einer Selektion der Baumarten auf Grund ihrer Überflutungstoleranz geführt haben. Somit scheidet die damalige überflutete Aue als Standort für *Abies* und *Picea* aus, während für *Pinus* und die Laubbaumarten, in unterschiedlicher Zeitdauer und Häufigkeit, Überflutungen generell nicht begrenzend wirken.

6 Einzelanmerkungen

- *Carpinus betulus* bleibt mit Werten bis zu 20 % gut vertreten, bildet jedoch keinen deutlichen Maximum-Gipfel aus, während in benachbarten Naturräumen sowohl markante Gipfel wie auch höhere Werte belegt sind (Grand Pile: DE BEAULIEU & REILLE 1992, Jammertal: MÜLLER 1999, Wurzach: GRÜGER & SCHREINER 1993), Biberach: RÖSCH 2012, s. Abb. 1).

- *Fagus sylvatica* ist in Probe Nr. 100 - 97 mit bis zu 3 % nachgewiesen. *Fagus* taucht in höheren Werten immer wieder im Übergang zum Frühwürm auf und wird dann den frühwürmzeitlichen Interstadialen zugeordnet (GRÜGER & SCHREINER 1993, MÜLLER 1999, DRAXLER 2000). Der Nachweis von *Fagus*-Pollen während der *Carpinus*- und *Abies*-Phase des Eem-Interglazials ist lediglich als Einzelfunde gegeben. Es bleibt deshalb bei diesen frühen Funden die Frage, ob *Fagus* aus ihren eventuellen Refugialstandorten im Südwesten Mitteleuropas relativ früh in das Oberrheinische Tiefland einwandern konnte, sich jedoch gegenüber *Carpinus* nicht zu behaupten vermochte.

- *Viscum album* ist in Eem-Interglazialen, im Gegensatz zu *Hedera*, *Ilex* und *Buxus* nicht immer nachgewiesen und wenn, meist nur als Einzelfund. Im Profil hingegen zeigt *Viscum* eine deutliche Präsenz, die mit dem Anstieg der *Abies*-Kurve verknüpft scheint. Pollenmorphologisch kann *Viscum* in seinen Unterarten Laubholz-, Tannen- und Kiefern-Mistel nicht unterschieden werden, eine Differenzierung auf Grund der heutigen Verbreitung und pflanzensoziologischen Bindung erscheint deshalb nicht fundiert und somit spekulativ.

- *Buxus sempervirens* beschränkt sich in seinem heutigen, indigenen Vorkommen im Oberrheingebiet auf

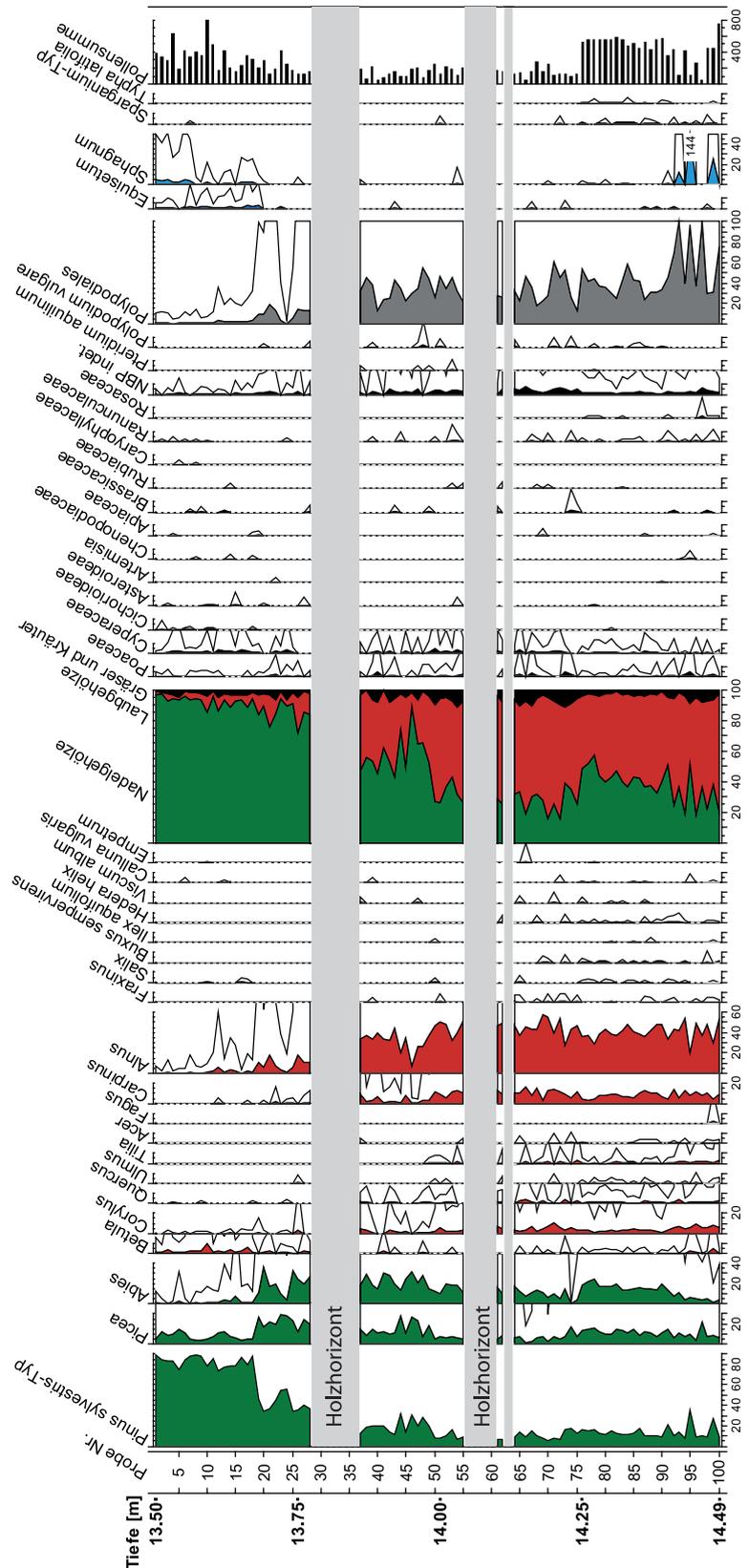


Abb. 2: Pollendiagramm der Torfproben aus dem Baggersee Brecht bei Philippsburg, Lage: R 3456616/H 5453336 auf Blatt Germersheim, Geländehöhe 97,4 m NN, LGRB-Archivnummer 6716/943. Die Proben wurden von Tauchern aus einer Wassertiefe von 13,5 bis 14,5 m geborgen. Analyse: S. SCHLOSS 2011. Zur Erläuterung siehe Kapitel 5.



die Umgebung von Basel am Grenzacher Horn. In seinen ökologischen Ansprüchen ist *Buxus* auf wintermildes Klima, basenreiche Böden und trocken-warme Standorte angewiesen. Die rezente pflanzensoziologische Vergesellschaftung mit Flaumeichenwäldern und Eichen-Linden-Wäldern, auch mit basenreichen Buchen-Hainbuchenwäldern begrenzt die Eem-zeitlichen Vorkommen in ihrer Vergesellschaftung und Bindung deshalb vermutlich an *Carpinus* und *Tilia*. Als Gehölzart mit Pioniereigenschaften wäre auch die Besiedlung offener Standorte und lockerer Böden nicht auszuschließen. - *Ilex aquifolium*: Als eine ebenfalls auf wintermildes Klima angewiesene Gehölzart findet *Ilex* seine heutige nord-östliche Verbreitungsgrenze an der Schnittstelle der Südlichen und Nördlichen Oberreinniederung, die sich außerdem mit der -1°C Januar-Isotherme deckt. Da interglaziale und holozäne Nachweise weit über das heutige Areal nach Norden und Osten hinausgehen, gilt *Ilex* zusammen mit *Buxus*, *Viscum* (Juli-Isotherme $16,5^{\circ}\text{C}$) und *Hedera* (Juli-Isotherme 15°C) als Indikator für wärmere Sommer und wintermilde Verhältnisse.

7 Lokale Vegetation

Die lokale Vegetation ist durch die Dominanz von *Alnus* und entsprechender krautiger Begleitvegetation als Erlen-Bruchwald einzuordnen, die nach dem Rückgang von *Alnus* durch einen *Pinus-Betula*-Wald abgelöst wird und zu einem kälteren, borealen Waldtyp überleitet. Für den Erlen-Bruchwald sind die hohen Werte der *Polypodiales* kennzeichnend, die ihre Höchstwerte zwischen Probe Nr. 100 und 90 erreichen und dort mit einer als lokal einzustufenden *Sphagnum-Equisetum*-Phase korrespondieren. Dieser Fazies folgt im aquatischen Bereich die Ausbreitung von *Sparganium*-Typ und *Typha latifolia*; nachfolgend runden verstärkte Cyperaceen-Werte das Bild des Erlen-Bruchwaldes ab, ebenso mehrere Funde von Blättchen des Laubmooses *Thuidium tamariscinum*, das heute in hoher Stetigkeit im atlantisch geprägten Erlenbruch vorkommt.

Die *Equisetum-Sphagnum*-Phase der Proben Nr. 22 – 1 steht in Verbindung mit der sich deutlich ausbildenden *Pinus-Betula*-Phase als Ausdruck für den borealen Waldcharakter und ist in gleicher Ausprägung auch in anderen Interglazial-Profilen erkennbar.

8 Ausblick

Es bleibt zu hoffen, dass bei weiteren Tauchgängen anschließende, tiefer liegende Torfe und somit der ältere Teil des Eem-Interglazials geborgen werden können und eine Erweiterung der bisherigen pollenanalytischen Ergebnisse mit den Nachweis eines kalt - warm - kalt Zyklus ermöglicht wird. Der Baggersee selbst weist als Folge der früheren Rheinläufe und deren Verlandung in unterschiedlichen Tiefen weitere Torfschichten auf, die bisher allerdings nur in Teilabschnitten kurze Vegetationsabfolgen und Pollensequenzen als Ergebnis hatten, deren chronostratigraphische Zuordnung derzeit noch offen ist.

Dank

Es gilt ein herzliches Wort des Dankes zuvorderst an die Taucher der Limnologischen Arbeitsgemeinschaft am Staatlichen Museum für Naturkunde in Karlsruhe auszusprechen, die unter Leitung von Herrn Prof. Dr. N. LEIST sich der schwierigen und anstrengenden Arbeit der Torfentnahme angenommen haben, ebenso der Dank an Dr. A. HÖLZER, Leiter der Botanischen Abteilung am Museum für Naturkunde für die Laborbenützung und die Diskussionsrunden. Für die Erstellung des Pollendiagramms danke ich Frau Dr. L. WICK, IPNA, Universität Basel sowie Herrn Dr. D. ELLWANGER, LGRB Freiburg, für die Anregung und die Diskussionen zu Lokalität und Thematik.

Literatur

- AG HGK (2007): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung im Raum Karlsruhe-Speyer, Fortschreibung 1986–2005, Hrsg.: Umweltministerium Baden-Württemberg, Ministerium für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz Rheinland-Pfalz.
- BEAULIEU, J. L. DE & REILLE, M. (1992): The last climatic cycle at la Grande Pile (Vosges, France) a new pollen profile. – *Quatern. Sci. Rev.*, **11**: 431–438.
- BEUG, H.-J. (1988): Über die pollenanalytische Datierung einiger jungpleistozäner Proben aus der Oberrheinebene bei Darmstadt. In: KOENIGSWALD, W. v. (Hrsg.): Zur Paläoökologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – *Paläoklimaforsch.*: **4**: 105-116.
- BRELIE, G. V. D. (1976) in: BARTZ, J. (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. – *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **18**: 121–178.
- DRAXLER, I. (2000): Pollenanalytische Untersuchung der schieferkohleführenden Sedimentfolge von Nieselach bei

- St. Stefan im unteren Gailtal, Kärnten. – In: HUSEN, D. V. (Hrsg.): Klimaentwicklung am Riß/Würm Interglazial (Eem) und Frühwürm (Sauerstoffisotopenstufe 6-3) in den Ostalpen: 155–179.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, R. O., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2009): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – E&G, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 316–337.
- GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riß/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Wurzacher Becken (Rheingletschergebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **189**, 1-3: 81–117 (Gedenkband Gwinner).
- KNIPPING, M. (2008): Early and Middle Pleistocene pollen assemblages of deep core drillings in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherlands J. Geosci. – Geol. Mijnbouw, **87/1**: 51–56.
- KÜTTEL, M., LÖSCHER, M. & HÖLZER, A. (1986): Ergebnisse paläobotanischer Untersuchungen zur Stratigraphie und Ökologie des Würms im Oberrheingraben zwischen Karlsruhe und Mannheim. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 75–88.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. – 462 S.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. E&G, Quatern. Sci. J., **56/1-2**: 7–65.
- MÜLLER, U. C. (2000): A Late-Pleistocene pollen sequence from the Jammertal, south-western Germany with particular reference to location and altitude as factors determining Eemian forest composition. – Veget. Hist. Archaeobot., **9**: 125–131.
- RÖSCH, M. (2012): Moor, Verkehr und Klimawandel. Ein Torflager bei Biberach als klimageschichtliches Denkmal. – Denkmalpf. Baden-Württemberg, **41**, 1 (im Druck).
- WEIDENFELLER, M. & KNIPPING, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – Eiszeitalter u. Gegenwart, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 270–285.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N.F.: **156**, 1–174, + Diagrammheft.



LGRB-Informationen	26	S. 163 –170	3 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	-----------	-------------	--------	--------	------------------------------

Erste Ergebnisse zur Magnetik der Sedimente des Heidelberger Beckens (Bohrung UniNord)

CHRISTIAN ROLF & ULRICH HAMBACH

Inhalt

1	Einleitung	165
2	Die Bohrungen	166
	2.1 Bohrung Ludwigshafen-Parkinsel (P34, P35, P36)	166
	2.2 Bohrung Viernheim	168
	2.3 Bohrung Heidelberg UniNord	168
3	Resümee und Ausblick	169
	<i>Literatur</i>	170





LGRB-Informationen	26	S. 163 – 170	3 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	--------	------------------------------

Erste Ergebnisse zur Magnetik der Sedimente des Heidelberger Beckens (Bohrung UniNord)

CHRISTIAN ROLF & ULRICH HAMBACH

Schlagworte: Pliozän, Pleistozän, Magnetostratigraphie, Gesteinsmagnetik, Heidelberger Becken, Oberrheingraben, Greigit, Goethit.

Kurzfassung

Verschiedene im Bereich des Heidelberger Beckens, der bedeutendsten Sedimentfalle im nördlichen Rheingraben, abgeteufte Kernbohrungen stellen ein umfangreiches Archiv fluviatil abgelagerter Sedimente aus dem Quartär für ein breit angelegtes geowissenschaftliches Forschungsprojekt „Heidelberger Becken“ zur Verfügung. Im Rahmen eines DFG-Bündels soll neben sedimentologischen und pollenanalytischen Verfahren aus einer hoch aufgelösten paläomagnetischen Polaritätsstratigraphie, in Verbindung mit detaillierten gesteinsmagnetischen Untersuchungen, ein Referenzprofil für das terrigene europäische Pleistozän und das jüngere Pliozän erstellt werden. Voruntersuchungen an der Bohrung Ludwigshafen-Parkinsel P34 belegen einen charakteristischen magnetomineralogischen Wechsel, der mit der stratigraphischen Pliozän / Pleistozän Grenze bzw. mit dem Anschluss der Alpen an das Rheinsystem in Zusammenhang gebracht wird. Der Wechsel wird auch mit einer grundlegenden hydrologischen Umstellung korreliert. -- Nach bisher vorliegenden Erkenntnissen wurde die genannte Grenze in der Bohrung UniNord nicht erbohrt.

Keywords: Pliocene, Pleistocene, magnetic polarity stratigraphy, environmental magnetism, fluvial sediments, Heidelberger Becken, Upper Rhine Graben, greigit, goethite.

Abstract

In the area of the Heidelberg Basin (“Heidelberger Becken”), the most important sediment trap in the Northern Rhine Graben, drill cores at several locations were recovered. These cores provide an extensive archive of fluviatile Quaternary sediments for a broad geoscientific research program (slogan “Heidelberger Becken”). In the frame of a research bundle financed by the German Science Foundation (DFG), a highly resolved palaeomagnetic polarity stratigraphy, supported by rock magnetic proxies, together with sedimentological and pollenanalytical methods is to be used to establish a reference profile for the terrestrial European Pleistocene and the late Pliocene. Detailed preliminary investigations on cores of the Ludwigshafen Parkinsel P34 drilling verify a well-documented characteristic change in magneto-mineralogy which can be associated with the stratigraphic Pliocene / Pleistocene boundary and the connection of the Alps with the Rhine system respectively. This change can be correlated with a basic hydrological switch. According to the present state of knowledge, the UniNord borehole did not reach this boundary.

1 Einleitung

Das Heidelberger Becken (HDB) gilt als die bedeutendste Sedimentfalle im nördlichen Oberrheingraben. Das Becken dient als distale Sedimentfalle mit

einer mehr oder weniger ungestörten Ablagerung für alpine Sande und Feinsedimente auf ihrem Transport durch den Rhein in die Nordsee. Der sedimentäre Eintrag wurde dabei neben der Tektonik auch durch die Klimaentwicklung gesteuert. Um diese mächtige und vergleichsweise kontinuierliche kontinentale Quartärabfolge Mitteleuropas durch ein breit angelegtes geowissenschaftliches Methodenspektrum untersuchen zu können, wurde durch das Leibniz Institut für Angewandte Geophysik in Hannover (LIAG) und die geologischen Dienste von Baden-Württemberg, Rheinland-Pfalz und Hessen das Forschungsprojekt ‚Heidelberger Becken‘ initiiert. Die Arbeiten konzentrieren sich dabei auf die Beckenentwicklung seit dem späten Pliozän. Neue Kernbohrungen an drei verschiedenen Lokationen innerhalb des HDBs stehen im Fokus des Projektes. Der geowissenschaftliche Kenntnisstand zum HDB, der die Grundlage eines bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft eingereichten Bündelantrags darstellt, ist in GABRIEL et al. (2008) zusammengefasst.

Aus Sicht der Gesteins- und Paläomagnetik stellen die Sedimente des HDBs die einmalige Gelegenheit dar, drei unterschiedlich mächtige Archive magnetischer Eigenschaften für einen mehr als zwei Millionen Jahre umfassenden Zeitbereich zu erfassen. Daher wurde bei der DFG ein Antrag eingereicht, mit dem Ziel, aus einer hoch aufgelösten paläomagnetischen Polaritätsstratigraphie in Verbindung mit detaillierten gesteinsmagnetischen Untersuchungen, ein Referenzprofil für das kontinentale europäische Pleistozän und das jüngere Pliozän zu erstellen. Dieser Antrag (RO 2170/8 bzw. HA 2193/10) wurde bewilligt, die Arbeiten am Gesteinsmagnetiklabor des LIAG und an der Universität Bayreuth haben im April 2012 begonnen. Der vorliegende Artikel referiert erste Beobachtungen und Messungen zur Magnetostratigraphie und zur magnetischen Suszeptibilität und stellt im Übrigen einen kurzen Abriss der Erkenntnisse zur Gesteinsmagnetik im Vorfeld der Arbeiten zum DFG-Antrag dar.

2 Die Bohrungen

Die Bohrungen Viernheim und Heidelberg Uni-Nord spannen zusammen mit drei Bohrungen im Gebiet von Ludwigshafen (Ludwigshafen Parkinsel; P34-36) ein Dreieck im HDB auf (Abb. 1). Während die Bohrung Heidelberg im Subsidenzzentrum des Beckens abgeteuft wurde, stellen die

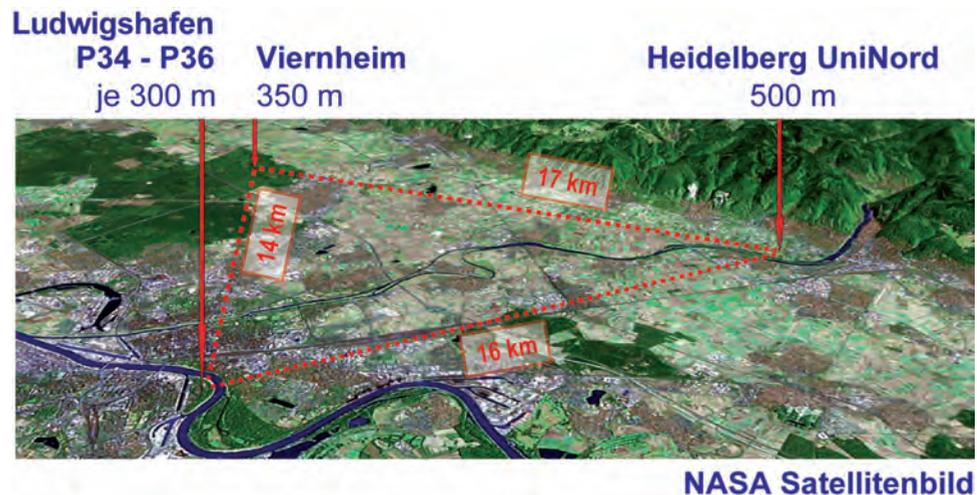


Abb. 1: Satellitenbild des Heidelberger Beckens mit den Bohrlokalationen in Ludwigshafen, Viernheim und Heidelberg.

anderen Bohrungen die Normalsituation, wie sie in weiten Teilen des HDBs angetroffen wird, dar. Die Kernbohrungen stammen somit zwar alle aus dem HDB, sie bilden jedoch unterschiedliche Faziesräume ab und ergänzen sich dadurch.

2.1 Bohrungen Ludwigshafen-Parkinsel (P34, P35, P36)

Die Bohrungen in Ludwigshafen wurden zwischen 2002 und 2006 ausgeführt, sie liegen am westlichen Rand des Beckens und wurden im Rahmen von Grundwassererkundungen abgeteuft (WEIDENFELLER & KNIPPING 2008). Unsere magnetischen Untersuchungen – durchgeführt im Gesteinsmagnetik Labor des LIAG in Grubenhagen – an der 300 m Bohrung Ludwigshafen Parkinsel P34 haben neben einer ersten, unvollständigen Magnetostratigraphie unter anderem einen charakteristischen Wechsel der gesteinsmagnetischen Parameter nahe der Gauß/Matuyama Grenze nachgewiesen, welcher auch



aufgrund gesteinsmagnetischer Untersuchungen als paläoklimatischer Wechsel interpretiert wird (ROLF et al. 2008). Für ein gesteinsmagnetisches Gesamtprofil der Bohrung P34 wurden unorientierte Proben im Halbmeter Abstand entnommen und in verschiedene Siebfractionen getrennt. Die Suszeptibilitätswerte dieser Proben zeigen eine deutliche Korrelation mit Schwermineraldaten (HAGEDORN 2004; HAGEDORN & BOENIGK 2008). Dabei sind die Proben unterhalb von 177 m durch sehr geringe Suszeptibilitätswerte charakterisiert (Abb. 2). Hier wird die Schwermineralfraktion von einer Mischzusammensetzung von instabilen (Epidot, Granat, Hornblende) und stabilen (Anatas, Turmalin, Zirkon) Mineralen dominiert. Nach HAGEDORN & BOENIGK (2008) ist diese Zusammensetzung typisch für Sedimente, deren Quellen im Schwarzwald und in den Vogesen zu suchen sind und die durch einen „Proto-Rhein“, der noch keine Verbindung zu den Alpen hatte, nach Norden transportiert wurden. Oberhalb von 177 m steigen die Suszeptibilitätswerte an (Abb. 2). Diese Grenze korreliert mit einem charakteristischen Wechsel im Schwermineralspektrum. Nun wird das Sediment von instabilen (Epidot, Granat, Hornblende) Schwermineralen dominiert, typisch für alpin geprägte Sedimente. Mit abnehmender Teufe bleibt dieses Muster im Wechsel alpin/lokal dominierte Sedimente erhalten und spiegelt den wechselnden Verlauf des Rheins und die durch Tektonik bzw. durch das Klima beeinflussten Änderungen der Sedimentation wider. Mit den Abtragungsräumen verändert sich auch die Magnetomineralogie. Im oberen Abschnitt des Bohrprofils (bis ~ 177 m) sind die Minerale Titanomagnetit oder Eisensulfid dominant, während im

darunter folgenden Abschnitt das hochkoerzitive Mineral Goethit (neben geringen Spuren von Magnetit) vorherrscht. Durch thermische Entmagnetisierungsversuche einer im Labor erzeugten Sättigungsmagnetisierung konnte die identifizierte magnetische Eisensulfid-Phase auf Greigit eingegrenzt werden. Experimente zur frequenzabhängigen Suszeptibilität liefern keine Hinweise auf superparamagnetische Minerale. Die mittlere spezifische Suszeptibilität von $10 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ist typisch für Ton- und Siltsteine.

Die erstmalige Anbindung des Sedimentationsraums an den Abtragungsort Alpen ist in der Bohrung P34 somit bei 177 m Teufe dokumentiert. Nach Ergebnissen der Pollenanalyse und basierend auf lithostratigraphischen Korrelationen mit anderen sedimentologischen Befunden aus dem Oberrheingraben (URG) stellen WEIDENFELLER & KNIPPING (2008) die Sedimente unterhalb des Fazies-Wechsels in das Pliozän, was wiederum mit dem magnetostratigraphischen Übergang von der normal magnetisierten Gauß- zur invers magnetisierten Matuyama Epoche korreliert.

In der Schwesterbohrung Parkinsel P35 (nur 500 m entfernt von P34) liegt der biostratigraphische Übergang vom Pliozän zum Pleistozän deutlich tiefer, was z. B. im Sinne einer tektonischen Verstellung interpretiert werden kann (WEIDENFELLER & KNIPPING 2008).

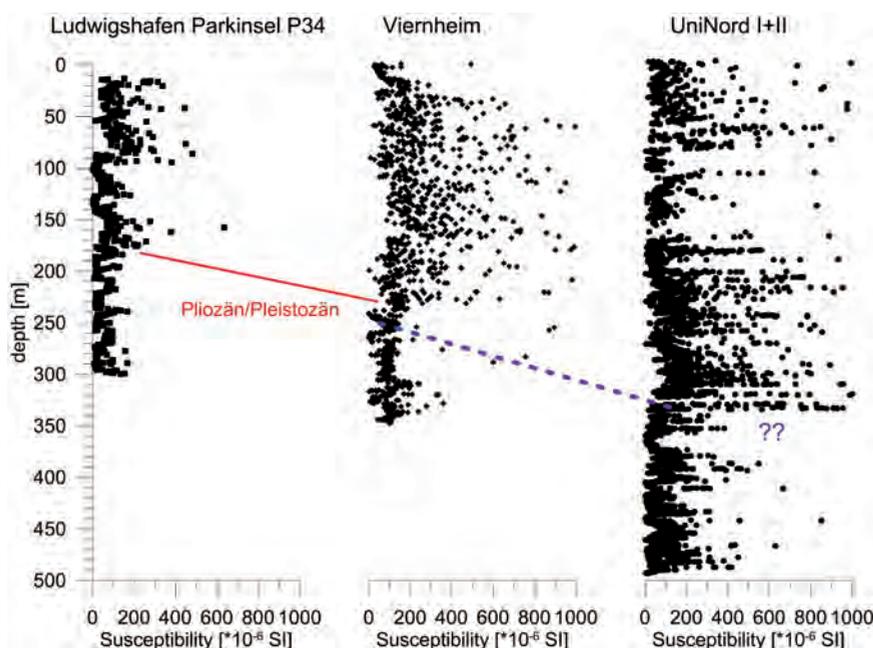


Abb. 2: Suszeptibilität an Einzelproben (Bohrung Parkinsel), gemessen mit einer AGICO Kappa-Brücke und an Bohrkernen (Viernheim und UniNord I+II), gemessen mit dem Bohrkern-Scanner der Firma Magnon.

2.2 Bohrung Viernheim

Das Bohrprojekt Viernheim, vom Land Hessen finanziert, lieferte Informationen über die zentrale Beckenfazies und wurde im Sommer 2006 mit einer Endteufe von 350 m abgeschlossen. Eingebunden in das Forschungsprojekt „Heidelberger Becken“ zielte die Bohrung insbesondere auf die „Normalfazies“ im Pleistozän des URGs ab. Die Bohrlokation wurde so gewählt, dass im Pleistozän möglichst wenige Schüttungen von den Grabenrändern oder kleineren Zuflüssen zu erwarten waren (HOSELMANN 2008).

Wie in P34 zeigen auch die Bohrloch- und Bohrkernmessungen an der Forschungsbohrung Viernheim einen charakteristischen Wechsel der magnetischen Suszeptibilität bei 225 m (Abb. 2). Dies entspricht in den Sedimenten einem Wechsel von zum Teil stark pedogen überprägten limnisch-fluviatilen Sanden, Tonen und Schluffen lokaler Provenienz (unten) zu fluviatil und limnisch-fluviatilen Sedimenten alpiner Provenienz (oben, HOSELMANN 2008). Die Auswertung der ebenfalls durchgeführten Remanenzmessungen an Bohrkernen, ergänzt durch Entmagnetisierungsexperimente und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Laborproben ist Bestandteil des laufenden DFG-Projektes.

2.3 Bohrung Heidelberg UniNord

Die Bohrung Heidelberg UniNord wurde durch das LIAG und das Regierungspräsidium Freiburg finanziert. Nach eingehender seismischer Vorkundung durch das LIAG (BUNESS et al. 2008) wurde sie in zwei Bohrabschnitten (UniNord I und UniNord II) im Subsidenzzentrum des HDB abgeteuft und erreichte im Juli 2008 ihre Endteufe von 500 m. Das Subsidenzzentrum des HDB befindet sich am östlichen Beckenrand nahe der Mündung des Neckars. Dank andauernder Subsidenz und kontinuierlichem Input von Sedimenten befindet sich hier eine der längsten kontinuierlichen Sedimentabfolgen quartärer Sedimente in Europa - im Gegensatz zu den Vorkommen am Alpenrand und an der Küste, wo die Sedimentsukzession durch Schmelzwasser-Erosionsereignisse bzw. durch Meeresspiegelschwankungen unterbrochen ist.

Nach den Ergebnissen der Pollenanalysen wurde der in Ludwigshafen bei 177 m und in Viernheim bei 220 m festgestellte Übergang vom Pliozän zum Pleistozän in Heidelberg nicht erreicht (ELLWANGER et al. 2008).

Die erbohrten Kerne wurden in Grubenhagen am Bohrkernkryogenmagnetometer des LIAG magnetisch vermessen (NRM, Suszeptibilität). In der Bohrung UniNord ist zwar eine so deutliche Grenze in der Suszeptibilität, wie sie in Ludwigshafen und Viernheim bestimmt und mit der Grenze Pliozän / Pleistozän korreliert wurde, nicht vorhanden (Abb. 2). Man erkennt jedoch einen Übergang etwa bei 335 m Tiefe.

Dieser liegt innerhalb der Iffezheim-Formation (Top bei 300 m), und entspricht etwa dem chronostratigraphischen Übergang vom Tegelen in die Eburon-Kaltzeit (ELLWANGER et al. 2008). In diesem Bereich sind die Farben der Tone nicht gelblich-rötlich (wie typisch für die Iffezheim-Formation, in P34, Viernheim und auch im unteren Teil der UniNord-Bohrung), sondern eher düster-grau überprägt. Dies könnte mit einer fundamentalen Umstellung des Grundwasserregimes zu tun haben, welches während des warmen Klimas im Pliozän in den Sommermonaten eine ausgeprägte Trockenphase durchlief und so die oberflächennahen Sedimente und Böden der tief greifenden Oxidation preisgab. In den kühl-kalten Intervallen des Pleistozäns hingegen, waren die Sedimente und Böden der Rheinaue nahezu ganzjährig im Bereich des Grundwassers und daher vor tief greifender Oxidation geschützt (freundliche mündliche Mitteilung durch Herrn Prof. Dr. Wolfgang ZECH, Universität Bayreuth, eigene Beobachtungen und Interpretationen). Möglicherweise geht der Übergang von warmem zu kühlem Klima jeweils mit einer grundlegenden hydrologischen Umstellung einher.

Eine weitere Beobachtung an den Kernen der Bohrung UniNord betrifft die teilweise augenscheinliche Zerstörung und „Neusedimentation“ in einigen Bohrkernabschnitten. Sie korreliert mit extrem steilen Inklinationswerten, was auf eine Remagnetisierung der Sedimente durch das in Z-Richtung vorherrschende Magnetfeld der Bohrausrüstung bei der „Neusedimentation“ hindeutet. Auch dieser Sachverhalt wird innerhalb des DFG-Projektes vertieft untersucht werden.



3 Resümee und Ausblick

Die bisher vorliegenden magnetischen Befunde lassen noch keine abschließende Interpretation zu. Die vorliegenden NRM- und Suszeptibilitätswerte aus der magnetischen Vermessung des LIAG zeigen einen Wechsel von geringen Werten (unten) zu höheren Werten (oben), der weder mit einer chronostratigraphischen (Zeit-) Grenze noch mit einer lithostratigraphischen (Material-) Grenze verknüpft werden kann. In allen drei Bohrungen geht der Wechsel der Suszeptibilitätswerte jedoch mit einem Klimawechsel einher: in P34 und Viernheim Pliozän/Quartär, in UniNord Tegelen / Eburon. Das vorliegende umfangreiche Kernmaterial (1450 m Sediment), ein einzigartiges Archiv quartärer, fluviatiler Sedimente, bietet beste Voraussetzungen, um die lithostratigraphische Gliederung und chronostratigraphische Einstufung zu verfeinern.

Die bisher vorliegenden Ergebnisse für ein Referenzprofil für das Gebiet nördlich der Alpen beruhen auf sedimentologischen, petrographischen, sequenzstratigraphischen und biostratigraphischen Ansätzen. Diese sollen zukünftig durch magnetostratigraphische und gesteinsmagnetische Aspekte (Proxy für Umweltveränderungen / Klimaveränderungen) ergänzt werden. Soweit erkennbar, haben alle gewonnenen Bohrkerne eine gute zeitliche Auflösung. Abgesehen von einem Teil der Bohrung UniNord I weisen sie nur wenige bohrtechnisch bedingte Schichtlücken auf (ELLWANGER et al. 2008; HOSELMANN 2008; WEIDENFELLER & KNIPPING 2008). Eine von den drei beteiligten geologischen Diensten gemeinsam anerkannte lithostratigraphische Gliederung der Lockersedimente des Heidelberger Beckens ist bereits vorhanden (Abb. 3). All dies sind gute Grundlagen für weitere geophysikalische, insbesondere gesteinsmagnetische Untersuchungen, wobei letztere höher aufgelöste, auch chronostratigraphisch gestützte Daten erwarten lassen.

Baden-Württemberg		Rheinland-Pfalz	Hessen	
<i>Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg 2003</i>		<i>WEIDENFELLER & KÄRCHER 2008</i> <i>WEIDENFELLER & KNIPPING 2008</i>		Neue Lithostratigraphie des nördlichen Oberrheingraben
			Äolische Sande (Pleistozän bis Holozän)	
Mannheim-Fm.		Oberes Kieslager (OKL)	Sand-Kies Lagen <small>Neckar-dominiert, wenig alpin</small>	Mannheim-Formation
Kurpfalz-Formation	Ladenburg Horizont	Oberer Zwischenhorizont (OZH)	Zwischenhorizont <small>vorwiegend feinklastische Sedimente</small>	Ludwigshafen-Formation
	Weinheim Schichten	Mittlere sandig-kiesige Folge	Wechsel von Sand-(Kies) Lagen häufig in "Rheinischer Fazies" und feinklastischen Zwischenhorizonten <small>(alpine) Rheinsedimente, wenig Neckar</small>	Viernheim-Formation
		Unterer Zwischenhorizont (UZH)		
		Untere sandig-kiesige Folge		
Wechsel des Hauptliefergebiets				
Iffezheim-Fm.	Ton-Sand-Silt Folgen	Ton-Silt und Sand Lagen <small>Sedimente lokalen Ursprungs</small>		Iffezheim-Formation

Abb. 3: Neue und alte Lithostratigraphie im nördlichen Oberrheingraben nach Erkenntnissen von ELLWANGER et al. (2008), HOSELMANN (2008) und WEIDENFELLER & KNIPPING (2008).

Literatur

- BUNESS, H., GABRIEL, G. & ELLWANGER, D. (2008): The Heidelberg Basin drilling project: Geophysical pre-site surveys. – E & G, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 338-366.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, R. O., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2008): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – E & G., Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 316-337.
- GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M., (ed., 2008): The Heidelberg Basin Drilling Project. – E & G., Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 179 S.
- HAGEDORN, E.-M. (2004): Sedimentpetrographie und Lithofazies der Jungtertiären und Quartären Sedimente im Oberrheingebiet. Dissertation – Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität zu Köln, (Köln), 248 S., unveröffentlicht.
- HAGEDORN, E.-M. & BOENIGK, W. (2008): The Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben based on heavy mineral analyses. – Netherlands J. Geosci. – Geol. Mijnbouw, **87-1**: 19–30.
- HOSELMANN, C. (2008): The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany). – E & G., Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 286–315.
- ROLF, C., HAMBACH, U. & WEIDENFELLER, M. (2008): Rock and palaeomagnetic evidence for the Plio-Pleistocene palaeoclimatic change recorded in Upper Rhine Graben sediments (Core Ludwigshafen Parkinsel). – Netherlands J. Geosci., **87-1**: 41–50.
- WEIDENFELLER, M. & KNIPPING, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – E & G., Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 270–285.



LGRB-Informationen	26	S. 171 –180	1 Abb.	0 Tab.	Freiburg i.Br. Dez. 2012
--------------------	----	-------------	--------	--------	-----------------------------

Zur Magnetostratigraphie an Deckenschottern aus dem südlichen Oberschwaben

CHRISTIAN ROLF, KURT FROMM & DIETRICH ELLWANGER

Inhalt

1	Einleitung	174
2	Magnetostratigraphische Arbeiten zum Höchsten- und Heiligenberger-Schotter	175
3	Neueste Erkenntnisse zu den Oberschwaben-Deckenschottern aus LithoLex	175
4	Probennahme und Laborarbeiten	176
5	Zuverlässigkeit der Messungen an Proben aus Oberschwaben mit dem Spinnermagnetometer	176
6	Gewichtung der paläomagnetischen Altersbestimmung	177
7	Schlussfolgerungen	177
	<i>Literatur</i>	178





LGRB-Informationen	26	S. 171 – 180	1 Abb.	0 Tab.	Freiburg i.Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	--------	-----------------------------

Zur Magnetostratigraphie an Deckenschottern aus dem südlichen Oberschwaben

CHRISTIAN ROLF, KURT FROMM & DIETRICH ELLWANGER

Schlagworte: Rheingletscher, Heiligenberger-Schotter, Aacheck-Höchsten Schotter, Magnetostratigraphie, Brunhes-Matuyama Grenze, Statistik, Spinnermagnetometer.

Keywords: Rhine glacier, Heiligenberger-Schotter, Aacheck-Höchsten Schotter, Magnetostratigraphy, Brunhes-Matuyama boundary, statistics, spinner magnetometer.

Kurzfassung

Abstract

In Zusammenarbeit mit den Geologischen Diensten in Süddeutschland wurden daher vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik ab den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts vielfältige magnetostratigraphische Untersuchungen in den voralpinen Sedimentationsräumen durchgeführt. In diesem Zusammenhang wurden zwei quartäre Schotterzüge aus dem südlichen Oberschwaben im Moränengebiet des Rheingletschers zwischen Bodensee und Donau (Heiligenberger-Schotter und Aacheck-Höchsten-Schotter) magnetostratigraphisch untersucht. In einer aktuellen vergleichenden Studie konnte die teilweise Zuverlässigkeit der damals gemachten magnetostratigraphischen Einstufungen belegt werden. Demnach sind die Profile Lichtenegg (im Liegenden des Aacheck-Höchsten-Schotters) und Altheiligenberg (im Hangenden des Heiligenberger-Schotters) sehr wahrscheinlich in die Matuyama-Epoche zu stellen. Weitergehende Aussagen sind allein aufgrund der vorliegenden paläomagnetischen Ergebnisse nicht möglich. Eine moderne Neubearbeitung der Vorkommen am Höchsten und bei Heiligenberg wäre demnach zweckmäßig.

In cooperation with the geological surveys in southern Germany, the Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG) carried out several magnetostratigraphic investigations in the prealpine sediment environment since the 70th of the last century. In this context two Quaternary gravel bodies from the southern Oberschwaben area in the moraine field of the Rhine glacier region between Bodensee (Lake Constance) and river Donau, locally named as Heiligenberger Schotter and Aacheck-Höchsten Schotter, were investigated for magnetic polarity stratigraphy. A comparative study verified in parts the reliability of the polarity classification which has been done in the former investigations. According to this the profiles Lichtenegg (below the Aacheck-Höchsten Schotter) and Altheiligenberg (above the Heiligenberger Schotter) can most likely be placed into the Matuyama chron. An advanced statement based only on palaeomagnetic results is not possible. A modern revision of the outcrops Höchsten and Heiligenberg is therefore appropriate.

1 Einleitung

Die Sedimente des Quartärs sind von großer Bedeutung für die Geowissenschaften, da sie große Teile der Erdoberfläche bedecken. Die Erforschung quartärer Ablagerungen im Vorland der Alpen wird deshalb seit vielen Jahrzehnten von Geowissenschaftlern vielfältigster Fachrichtungen betrieben. Durch vergleichende Studien an unterschiedlichsten Aufschlüssen konnten viele wichtige Erkenntnisse über das Eiszeitalter gewonnen werden. Eine Schwierigkeit ist die chronologische Einstufung quartärer Ablagerungen, diese ist wiederum neben anderen geologischen Indizien (Morphologie, Schotterstratigraphie, Schwermineralanalysen etc.) ein wichtiges Indiz für die Korrelation von Vorkommen verschiedener Sedimentationsräume. War die alpine Quartärforschung lange Zeit morphologisch geprägt (Morphostratigraphie), so war spätestens mit der Erkenntnis, dass der Alpenraum nicht nur von vier großen Vereisungen (Günz, Mindel, Riss und Würm) betroffen war, der Einsatz weiterer gliedernder Methoden wie z. B. Litho- und Biostratigraphie notwendig. Will man chronostratigraphische Informationen erhalten, dann bedarf es zudem des Einsatzes physikalischer Datierungsverfahren wie der Radiometrie, der Thermolumineszenz bzw. optisch induzierten Lumineszenz (OSL) sowie kosmogener Isotope. Die meisten radiometrischen Datierungsverfahren decken Zeiträume ab, die für die zu untersuchenden Ablagerungsräume entweder zu alt (z. B. ^{14}C ~ 50 ka) oder zu jung (z. B. Kalium-Argon) sind. Oft sind die Ablagerungen mangels datierbarer Bestandteile auch gar nicht für radiometrische Messungen geeignet. Das Verfahren der OSL ist bisher nur für Ablagerungen einsetzbar, die einerseits jünger als 200 ka sind und zudem vor der Sedimentation genügend gebleicht wurden. Für sub- bis proglaziale Sedimente ist die Anwendung daher oft schwierig. Die Methode mit kosmogenen Isotopen ist sehr jung und kämpft mit „Kinderkrankheiten“. Mit der Entdeckung der Spreizung des Meeresbodens („sea floor spreading“) und der daraus abgeleiteten geomagnetischen Polaritätszeitskala gerieten magnetostratigraphische Methoden, die auf den unregelmäßigen, oftmals raschen Polaritätswechseln des Erdmagnetfeldes beruhen, in den Focus auch der Quartär Forschung (siehe z. B. HAMBACH et al. 2008). Oftmals war allein das Auffinden der vor 780.000 Jahren erfolgten Matuyama-Brunhes-Umpolung ein erster wichtiger chronostratigraphischer Anhaltspunkt. Dadurch

verbesserte sich auch der Einblick in die Chronologie der alpinen Sedimentationsräume.

In Zusammenarbeit mit den Geologischen Diensten in Süddeutschland wurden vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (vormals Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung – Abteilung „Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben“) ab den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts vielfältige magnetostratigraphische Untersuchungen in den voralpinen Sedimentationsräumen durchgeführt. Da viele dieser Arbeiten einen sehr lokalen Charakter hatten, wurden die Ergebnisse meist in unveröffentlichten Berichten an die jeweils beauftragenden Landesämter beschrieben z. B. (FROMM 1989) und nur wenige Ergebnisse wurden publiziert (BENDA 1995; BIBUS et al. 1996). Die Berichte sind zwar über das Archiv des Geozentrums in Hannover jedermann zugänglich, ihre Existenz ist aber meist nur Wenigen bekannt. Trotz der Vielzahl von Arbeiten bereitet die Chronologie der sedimentären Hinterlassenschaften der Gletscher im Alpenvorland weiterhin Probleme (BECKER-HAUMANN 2001; BOENIGK & FRECHEN 2006; DOPPLER et al. 2011; ELLWANGER et al. 2011; PREUSSER et al. 2011; REUTHER et al. 2011; ROLF et al. 2008; STRATTNER & ROLF 1995).

Eine weitere Schwierigkeit ist die unterschiedliche Anwendung der (morpho-) stratigraphischen Begriffe in Baden-Württemberg und Bayern, die vermutlich auf eine Fehlkorrelation in der zirkumalpinen Morphostratigraphie PENCKS zurückgeht. Jedenfalls wird die drittletzte große Eiszeit in Bayern als Mindel bezeichnet, in Baden-Württemberg dagegen als Hoßkirch; beide werden ins Mittelpleistozän eingestuft. Mindel im baden-württembergischen Sinne entspricht einer frühpleistozänen Einheit, die hauptsächlich aus fluvialen Schottern besteht. Diese werden mit den ältesten glazialen Sedimenten in Zusammenhang gebracht, von denen allerdings nur einzelne Aufschlüsse existieren. Vor diesem Hintergrund ist offensichtlich, dass auch die Korrelation der quartären Ablagerungsräume in Süddeutschland mit denen in Norddeutschland nicht unproblematisch ist (hierzu z. B. GABRIEL et al. (zum Druck eingereicht)).

Basierend auf den Arbeiten von FROMM soll im Folgenden der bisher in Berichten zusammengefasste Kenntnisstand zur Magnetostratigraphie im südlichen Oberschwaben einem breiteren Publikum vorgestellt werden.



2 Magnetostratigraphische Arbeiten zum Höchsten- und Heiligenberger-Schotter (nach FROMM 1989)

Zwei quartären Schotterzügen aus dem südlichen Oberschwaben kommt eine Schlüsselstellung für die stratigraphische Gliederung der älteren eiszeitlichen Ablagerungen des Rheingletschers zu. Sie befinden sich auf den höchsten Erhebungen im Moränengebiet zwischen Bodensee und Donau und werden lokal als Heiligenberger-Schotter und Aacheck-Höchsten-Schotter bezeichnet. Die Vorkommen liegen in deutlich verschiedener Höhenlage westlich und östlich des Deggenhauser Tals, an dessen steilen Hängen es immer wieder zu Rutschungen kommt, die den Blick auf die Schotter und die glazialen Ablagerungen in ihrem Liegenden freilegen.

In der Morphostratigraphie PENCKS gelten topographisch höhere Schotter als älter und topographisch tiefere als jüngere Bildungen. Demnach wäre der höher gelegene Schotter vom Höchsten Günz-zeitlich, der Heiligenberger-Schotter dagegen Mindelzeitlich. Dies wurde korrigiert durch SCHÄDEL (1952): er erkannte, dass die Schottervorkommen sich nicht so sehr terrassenstratigraphisch, sondern vor allem durch verschiedene Geröllspektren unterscheiden. Die höher gelegenen Schotter sind kristallinarm (< 5 % kristalline Gerölle), die tiefer gelegenen dagegen kristallinreich (10 % und mehr). Außerdem stellte SCHÄDEL fest, dass bei Aacheck die kristallinarmen Schotter im Liegenden der kristallinreichen Schotter liegen. Diesen Erkenntnissen folgend werden in Oberschwaben alle kristallinarmen Schotter als Günz-zeitliche Schüttungen angesehen.

Nach dem Kenntnisstand der 80-er Jahre wurde das Günz mit dem Menap korreliert (tentativ, nicht sicher belegt) und damit nach der Nordwest Europäischen Stufengliederung in die Matuyama-Epoche gestellt (s. COHEN & GIBBARD, 2011). Um diese Einstufung zu prüfen, wurden von FROMM in den 1980er Jahren magnetostratigraphische Untersuchungen in verschiedenen Schürfen des Deggenhauser Tals und bei Heiligenberg durchgeführt (FROMM 1989). Das von FROMM benutzte, und auf eine Arbeit von MANKINEN & DALRYMPLE (1979) zurückgehende Alter der Brunhes-Matuyama Epochengrenze bei 730 ka

beruht auf paläomagnetischen Untersuchungen und K/Ar Datierungen an Rhyolithen aus der Valles Caldera in Neu-Mexiko. Mit der Arbeit von HALL & FARRELL (1995) durch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Verfahren an Aschelagen von ODP Site 758 und durch Vergleich mit der astronomisch kalibrierten, geomagnetischen Polaritätszeitskala und dem astronomischen Alter der Sauerstoff Isotopen Stufe 19.1, wurde das Alter der Epochengrenze auf 780 ka geändert, was heute immer noch gültig ist.

3 Neueste Erkenntnisse zu den Oberschwaben-Deckenschottern aus LithoLex

Das von der deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) herausgegebene Lithostratigraphische Lexikon (LithoLex; <http://www.bgr.bund.de/litholex>) gibt den aktuellen Stand der Kenntnisse über die Oberschwaben-Deckenschotter Formation (ODF) wieder (ELLWANGER et al. 2011). Dieser soll hier kurz aufgezeigt werden, um bei der Interpretation der Magnetostratigraphie die neuesten geologischen Erkenntnisse zu Grunde zu legen.

Die ODF setzt sich aus fluvialen Sedimenten zusammen, die in der Regel horizontal geschichtet sind. In unverwittertem Zustand sind sie kalkreich. Die Schotter können stark verbacken und an der Oberfläche verwittert sein. Vorherrschend sind sandige Kiese mit Steinen, Vorkommen die näher am Liefergebiet (proximal) liegen, sind eher grobkörnig mit kleinen Blöcken. Der Schotter am Höchsten (im Aufschluss Lichtenegg) ist durch besonders feinkörnige, aber auch besonders grobe, insgesamt massige Schüttungen charakterisiert. Die Schüttungszyklen der Sedimente der ODF liegen teils in Superposition gestapelt (Situation Höchsten - Heiligenberger-Schotter), teils sind sie terrassenstratigraphisch versetzt (ELLWANGER et al. 2011). Die Sedimente der ODF werden nach sedimentpetrographischen und terrassenstratigraphischen Kriterien in drei Subformationen unterteilt, wobei am Höchsten und Heiligenberg nur die beiden jüngeren Einheiten, Günz-Deckenschotter (Älterer Deckenschotter) und Mindel-Deckenschotter (Jüngerer Deckenschotter) aufgeschlossen sind. Donau-Deckenschotter (Ältester Deckenschotter) fehlen. Als Referenzen für Günz dient neben dem Zeiler-Schotter der Heiligenberger-Schotter.

4 Probennahme und Laborarbeiten

FROMM beprobte jeweils einen Aufschluss im Liegenden (Lichtenegg) und einen im Hangenden (Putscherhaus-Tobel) des Höchsten-Schotter. In Lichtenegg, wo die eiszeitlichen Sedimente unterhalb des Mindel-Deckenschotter liegen, wurde die gesamte Abfolge bis hinein in die Molasse beprobt. In der Oberen Süßwassermolasse konzentrierte sich die Beprobung auf Sand- und Schlufflagen. Darüber folgen ein Till und lakustrine Sedimente. Der Till ist teils kristallinarm, teils kristallinreich und wird daher lithostratigraphisch mit der Mindel-Einheit verknüpft (die über 10 % Kristallin Komponenten enthält, s. o.). Die kristallinarmen Partien in diesem Till werden als aufgearbeitet aus den nahegelegenen kristallinarmen Heiligenberger-Schottern angesehen (ELLWANGER et al. 2011). Bei der Ruine Altheiligenberg wurde außerdem eine Lage von Fein- bis Mittelsand im obersten Teil des kristallinarmen Heiligenberger-Schotter beprobt. Ende der 80-er Jahre wurde für statistische Aussagen eine Nachbeprobung der Profile am Höchsten und bei Heiligenberg durchgeführt (ROLF 1992).

Die orientiert entnommenen Handstücke wurden zunächst mit Putzgrund stabilisiert und im Magnetiklabor des LIAG in Messgerät-konforme Proben gesägt. Mit dem damals zur Verfügung stehenden Spinnermagnetometer nach FROMM (1985) wurde die Magnetisierung der Gesteinsproben bestimmt. Da die untersuchten Sedimente lithologisch deutlich unterschiedlich waren, war von unterschiedlich stabiler Remanenz auszugehen.

5 Zuverlässigkeit der Messungen an Proben aus Oberschwaben mit dem Spinnermagnetometer

Alle Proben haben im Erdmagnetfeld eine Sedimentationsremanenz (DRM) oder Postsedimentationsremanenz (PDRM) erworben. Viskose Magnetisierungsanteile (VRM) getragen von großen Multidomain-Teilchen und verursacht durch die Probenbearbeitung und Lagerung im Magnetfeld (Labor und Gelände) wurden durch Wechselfeld

Entmagnetisierungsexperimente eliminiert. Remagnetisierungen des Materials durch Neueinregelung der magnetischen Minerale nach Lagerung im Grund- oder Stauwasserbereich sind vor allem in Sanden nicht auszuschließen. In solchen Fällen kann das Magnetisierungsalter deutlich jünger als das Sedimentationsalter sein, was eine chronostratigraphische Interpretation der Magnetisierungsmessungen ausschließt.

Durch das Fehlen der Entmagnetisierungsdaten und von Vektordiagrammen nach ZIJDERVELD (1967) kann im Nachhinein die Bestimmung charakteristischer Richtungen (bei der Sedimentation erworbene Richtung des gerade herrschenden Magnetfeldes) nicht verifiziert werden. Die Intensität der verwendeten Remanenzwerte liegt zu 90 % zwischen 0.1 und 1 mA/m. Diese Intensitäten sind nahe der Auflösungsgrenze der damals verwendeten Spinnermagnetometer. Um die Zuverlässigkeit der am Spinnermagnetometer durchgeführten Remanenzmessungen beurteilen zu können, wurden an den Ende der 80er Jahre entnommenen Proben der Profile am Höchsten und bei Heiligenberg statistische Verfahren angewendet (ROLF 1992). Der dafür eingeführte sm/M Güteparameter nach LOWRIE et al. (1980) und HARRISON (1980) beruht auf der Varianz der Remanenz-Komponente abgeleitet aus sechs Einzelmessungen. Wie alle Messungen sind auch paläomagnetische Messungen mit zufälligen Fehlern behaftet. Am Spinnermagnetometer liefert eine Einzelmessung zwei orthogonale Magnetisierungskomponenten aus der Ebene senkrecht zur Rotationsachse der Probe. Um Messfehler, verursacht durch magnetische Probeninstabilitäten, Probeninhomogenitäten oder durch Asymmetrien des Instruments, leicht erkennen und herausmitteln zu können, wird eine Probe in sechs verschiedenen Orientierungen gemessen und damit die Magnetisierungskomponenten der drei Raumhauptrichtungen je vierfach bestimmt.

Da bei den Arbeiten von FROMM noch kein sm/M Parameter eingeführt war, wurde der Parameter an den Ende der 80er Jahre neu gewonnenen Sedimentproben aus Oberschwaben kalibriert (ROLF 1992). Dazu wurden mit den Proben der Nachbeprobung am Höchsten und Heiligenberg umfangreiche Mess-Serien durchgeführt, wobei jede Probe 10-mal normal und 10-mal invers (Probe um 180° gegen die Z-Achse verdreht) gemessen wurde. Die statistische Auswertung der Mess-Serien mit Hilfe des sm/M Parameters und weiterer statistischer Größen



(Präzisionsparameter k ; α_{95}) nach dem in der Paläomagnetik üblichen Verfahren nach FISHER (1953) ergab für die Genauigkeitsanforderung magnetostratigraphischer Untersuchungen ($\alpha_{95} = 15^\circ$) bei einem sm/M -Wert < 1 eine Messgrenze von 0.2 mA/m (ROLF 1992) für das in der Untersuchung verwendete Spinnermagnetometer. Betrachtet man die Ergebnisse von FROMM (1989) unter diesem Gesichtspunkt, so kann der magnetostratigraphische Befund (normal oder invers magnetisiert) für das Profil Lichtenegg bestätigt werden. Bei den Proben aus dem Putscherhaus-Tobel und aus dem Aufschluss bei der Ruine Altheiligenberg müssen die Polaritätsaussagen für den unteren Bereich jeweils in Frage gestellt werden, da bei diesen Sedimenten die Messgrenze des Magnetometers deutlich unterschritten wurde. Mehr zur Statistik in der Paläomagnetik findet sich bei COX (1969) oder COLLINSON et al. (1967).

6 Gewichtung der paläomagnetischen Altersbestimmung nach Fromm

Im Aufschluss Lichtenegg konnte unter einem zu Nagelfluh verbackenen Höchsten-Schotter das Liegende des Nagelfluh-Felsens bis zur tertiären Oberen Süßwassermolasse beprobt werden. Die Sedimente im Liegenden des Höchsten-Schotters – die Beprobung konzentrierte sich auf Sand- und Schlufflagen – sind nach FROMM (1989) durch eine Wechselfolge normal und invers magnetisierter Abschnitte charakterisiert. Der oberste Abschnitt weist eine normale magnetische Polarität auf. Angesichts der darunter festgestellten, mehrfachen Wechsel von invers und normal wäre eine Einstufung in die Brunhes-Epoche hier nicht belegt.

Der unterhalb anstehende Profilabschnitt ist zunächst invers magnetisiert. In den Daten ist die Inklination eindeutig invers (s. Abb. 1), die Deklination scheint jedoch der Inklination nachzulaufen und zeigt teilweise noch normale Werte. Dies spricht für ein nicht perfekt aufgezeichnetes Paläoerdmagnetfeld, für nicht erfolgreich entmagnetisierte sekundäre Magnetisierungsrichtungen oder für Remanenzwerte aufgezeichnet während einer Feldumkehr. Die Wahrscheinlichkeit, dass ein nur wenige Tausend Jahre andauerndes Reversal aus der Brunhes-Epoche in den Sedimenten aufgezeichnet ist, ist

sehr gering. Insoweit ist unter der Annahme einer primären Magnetisierungsrichtung und den oben angeführten Einschränkungen die Einstufung in die Matuyama-Epoche höchst wahrscheinlich. Wann jedoch innerhalb der über $1,6 \text{ Ma}$ andauernden Matuyama-Epoche die Sedimente abgelagert wurden, kann aus der Magnetik nicht abgeleitet werden.

Große Schwierigkeiten bereitet die Interpretation der magnetostratigraphischen Befunde im untersten Abschnitt des Profils. Nach FROMM (1989) wird dort ein invers magnetisierter Bereich oberhalb und unterhalb von normal magnetisierten Sedimenten eingeschlossen. Ohne genaue Analyse der magnetischen Trägerminerale und ohne Kenntnisse der Art des Remanenzwerbs ist nicht sicher belegt, dass die normale Magnetisierung der Sedimente primär erfolgte (wie auch von FROMM beschrieben). Dieser Umstand lässt eine Einstufung in das Jaramillo- bzw. das deutlich ältere Olduvai-Reversal der Matuyama-Epoche als nicht belastbar erscheinen.

Die magnetostratigraphischen Befunde der im Putscherhaus-Tobel aufgeschlossenen Sedimente erlauben nach FROMM (1989) keine gesicherte Aussage zur Polarität und damit zur Stratigraphie. Ähnliches gilt nach FROMM (1989) für die aus Sandlinsen im tieferen Teil des Heiligenberger-Schotters entnommenen Proben. Nur das im Hangenden des Schotterkörpers beprobte, feinkörnige Material ist zuverlässig invers polarisiert und somit in die Matuyama-Epoche zu stellen.

7 Schlussfolgerungen

Obwohl die Messungen aus den 1980er Jahren mit deutlich unempfindlicheren Messgeräten durchgeführt wurden, kann man auch nach heutigen Maßstäben davon ausgehen, dass das Profil Lichtenegg (im Liegenden des Aacheck-Höchsten-Schotters) und das Profil Altheiligenberg (im Hangenden des Heiligenberger-Schotters) eine sicher belegte inverse Polarität aufweisen und damit sehr wahrscheinlich in die Matuyama-Epoche zu stellen sind. Eine weitergehende Aussage ist allein aufgrund der vorliegenden paläomagnetischen Ergebnisse nicht möglich.

Diese Einstufung wird gestützt durch den palynologischen Befund aus Unterpfauzenwald. Dort beginnt die Abfolge mit einem kristallinarmen Schotter (Günz), gefolgt von einem älteren Till (kristallinreich,

vermutlich Mindel-zeitlich) der in einen Torf gradiert mit einer als Bavel-zeitlich gedeuteten Pollensukzession (HAHNE, dieser Band). Verknüpft man palyno- und magnetostratigraphische Ergebnisse, so könnten mindelzeitliche Sedimente in den jüngeren Teil der Matuyama-Epoche einzustufen sein.

Eine moderne Neubearbeitung der Vorkommen am Höchsten und bei Heiligenberg wäre zweckmäßig, nach der die stratigraphischen Aussagen durch fundierte Untersuchungen zur Magnetomineralogie und damit zur Frage des Alters der Magnetisierung sowie durch Einsatz hochempfindlicher Kryogenmagnetometer belastbarer werden sollten.

Literatur

BECKER-HAUMANN, R. A. (2001): The depositional history of the Bavarian Allgaeu area at the turn of the Tertiary/Quaternary, northern Alpine Foreland, Germany; a set of paleogeological maps. - Quatern. Int., **79**: 55-64.

BENDA, L. (1995): Das Quartär Deutschlands - 408 S.

BIBUS, E., BLUDAU, W., ELLWANGER, D., FROMM, K., KOESEL, M. & SCHREINER, A. (1996): On pre-Wuerm glacial and interglacial deposits of the Rhine Glacier (South German Alpine foreland, upper Swabia, Baden-Wuerttemberg).- Subcommission on European Quaternary Stratigraphy (SEQS) Cromer symposium, Norwich, United Kingdom, 195-204.

BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. - Quatern. Sci. Rev., **25** (5-6): 550-574.

COHEN, K. M. & GIBBARD, P. (2011): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy).

COLLINSON, D. W., CREER, K. M. & RUNCORN, S. K. (1967): Methods in Palaeomagnetism. – 609 S.

COX, A. (1969): Confidence Limits for the Precision Parameter k. – Geophys. J. Royal Astronom. Soc., **17** (5): 545–549.

DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – E&G, Quatern. Sci. J., **60** (2-3): 329–365.

ELLWANGER, D., WIELANDT-SCHUSTER, U., FRANZ, M. & SIMON, T. (2011): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). – E&G, Quatern. Sci. J., **60** (2-3): 306–328.

FISHER, R. A. (1953): Dispersion on a sphere. – Proc. Royal Soc. London, **217A**: 295–305.

FROMM, K. (1985): Das Labor für Gesteinsmagnetik des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in der Außenstelle Grubenhagen. – Geol. Jb., **E28**: 291-311.

FROMM, K. (1989): Paläomagnetische Altersbestimmungen an eiszeitlichen Quartärablagerungen

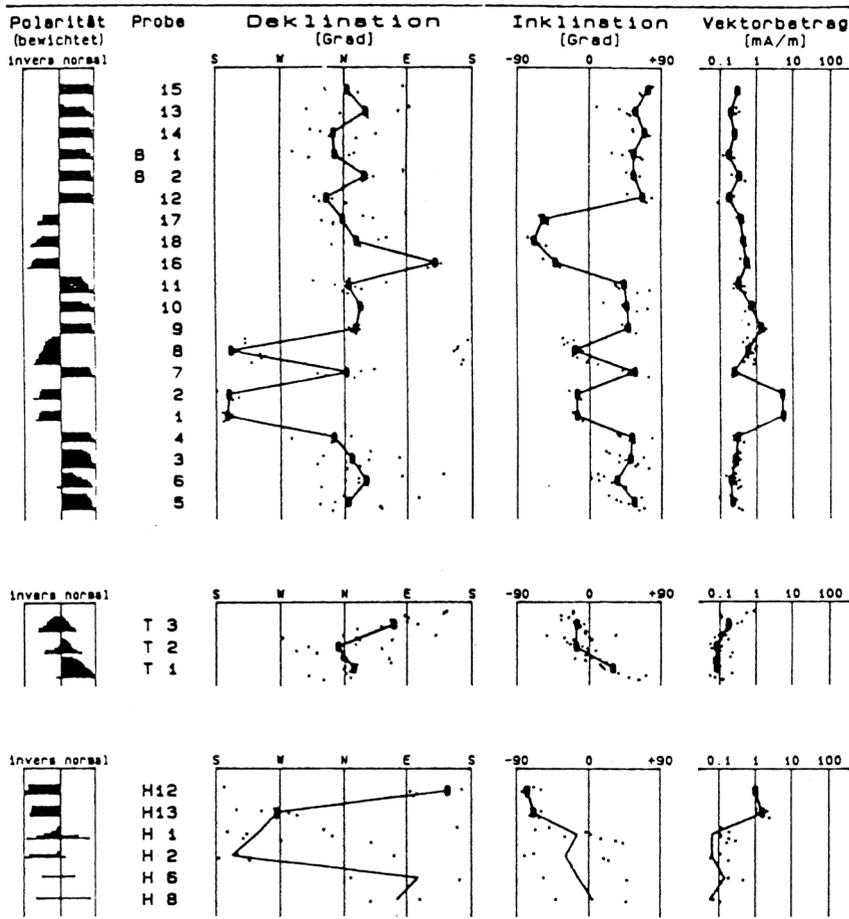


Abb. 1: Messergebnisse der Arbeiten von Kurt FROMM (aus FROMM (1989)). Magnetisierungsdaten (Inklination, Deklination und Intensität) der charakteristischen remanenten Magnetisierung der Profile Lichtenegg (oben), Putscherhaus-Tobel (Mitte) und Ruine Altheiligenberg (unten). Links von den Magnetisierungsdaten ist die gewichtete Polarität (invers / normal) und der zugehörige Probennahme angegeben.



bei Heiligenberg (Oberschwaben). – Bericht GGA; unveröffentlicht, Archiv-Nr. 105 863.

GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C., WEIDENFELLER, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (eingereicht): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – *Quatern. Int.*

HAHNE, J., ELLWANGER, D., FRANZ, M., STRITZKE, R. & WIELANDT-SCHUSTER, U.: Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben – eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes. *LGRB-Informationen*, **26**: 137–172 (dieser Band).

HALL, C. M. & FARRELL, J. W. (1995): Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of tephra from Indian Ocean deep-sea sediments: Tie points for the astronomical and geomagnetic polarity time scales. – *Earth Planetary Sci. Letters*, **133** (3-4): 327–338.

HAMBACH, U., ROLF, C. & SCHNEPP, E. (2008): Magnetic dating of Quaternary sediments, volcanites and archaeological material: an overview. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **57**, (1/2), 25–51.

HARRISON, C. G. A. (1980): Analysis of the magnetic vector in a single rock specimen. – *Geophys. J., Royal Astronom. Soc.*, **60** (3): 489–492.

LOWRIE, W., CHANNELL, J. E. T. & HELLER, F. (1980): On the credibility of remanent magnetization measurements. – *Geophys. J., Royal Astronom. Soc.*, **60** (3): 493–496.

MANKINEN, E. A. & DALRYMPLE, G. B. (1979): Revised geomagnetic polarity time scale for the Interval 0-5 m.y. B.P. – *J. Geophys. Res.*, **84** (B2): 615–626.

PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **60** (2-3): 282–305.

REUTHER, A. U., FIEBIG, M., IVY-OCHS, S., KUBIK, P. W., REITNER, J. M., JERZ, H. & HEINE, K. (2011): Deglaciation of a large piedmont lobe glacier in comparison with a small mountain glacier – new insight from surface exposure dating. Two studies from SE Germany. – *E & G, Quatern. Sci. J.*, **60** (2-3): 248–269.

ROLF, C. (1992): Statistische Untersuchungen zur Zuverlässigkeit magnetischer Untersuchungen mit dem Spinnermagnetometer an Sedimentproben aus Oberschwaben. – Bericht-NLFB, Archiv-Nr. 110 230.

ROLF, C., HAMBACH, U. & WEIDENFELLER, M. (2008): Rock and palaeomagnetic evidence for the Plio-Pleistocene palaeoclimatic change recorded in Upper Rhine Graben sediments (Core Ludwigshafen Parkinsel). – *Netherlands J. Geosci.*, **87** (1): 41–50.

SCHÄDEL, K. (1952): Die Stratigraphie des Altdiluviums im Rheingletschergebiet. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F.*, **34**: 1–20.

STRATTNER, M. & ROLF, C. (1995): Magnetostratigraphische Untersuchungen an pleistozänen Deckschichtprofilen im bayerischen Alpenvorland. – *Geologica Bavarica*, **99**: 55–101.

ZIJDERFELD, J. D. A. (1967): A. C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: COLLINSON, D. W., CREER, K. M. & RUNCORN, S. K. (eds.), *Methods in Palaeomagnetism*: 254–286.





LGRB-Informationen	26	S. 181 – 194	7 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	--------	------------------------------

Zyklostratigraphie der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord und Korrelation lithostratigraphischer Formationen im Heidelberger Becken aus Bohrlochmessungen

SABINE HUNZE, HENRIKE BAUMGARTEN & THOMAS WONIK

Inhalt

Kurzfassung	183
Abstract	183
1 Einleitung	184
1.1 Geologie.....	184
1.2 Bohrungen	185
2 Methoden	185
2.1 Bohrlochmessungen	185
2.2 Bohrungskorrelationen	185
2.3 Zyklostratigraphie	185
3 Ergebnisse	187
3.1 Bohrlochmessungen in der FB Heidelberg.....	187
3.2 Bohrungskorrelation im Heidelberger Becken	187
3.3 Sedimentationsraten.....	187
4 Diskussion	190
<i>Danksagungen</i>	<i>190</i>
<i>Literatur</i>	<i>191</i>





LGRB-Informationen	26	S. 181 – 194	7 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	--------	------------------------------

Zyklostratigraphie der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord und Korrelation lithostratigraphischer Formationen im Heidelberger Becken aus Bohrlochmessungen

SABINE HUNZE, HENRIKE BAUMGARTEN & THOMAS WONIK

Schlagworte: Heidelberger Becken, Bohrlochgeophysik, Zyklostratigraphie, Sedimentationsraten, Milanković-Zyklen

Keywords: Heidelberg Basin, wireline logging, cyclostratigraphy, sedimentation rates, Milanković cycles

Kurzfassung

Das im nördlichen Oberrheingraben liegende Heidelberger Becken stellt ein einzigartiges quartäres Sedimentarchiv zwischen dem alpinen glazialen Bereich und den Inlandeisflächen Nordeuropas dar. Die 500 m tiefe Forschungsbohrung Heidelberg UniNord (FB Heidelberg) wurde zwischen 2006 und 2008 unter Federführung des Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik abgeteuft und bohrlochgeophysikalisch vermessen. Die an der FB Heidelberg von ELLWANGER et al. (2008) bestimmten Grenzen zwischen den lithostratigraphischen Formationen Mannheim, Ludwigshafen, Viernheim und Iffezheim wurden unter Einsatz 13 weiterer Bohrungen im Heidelberger Becken anhand von Messungen der natürlichen Radioaktivität auf zwei Profilen korreliert. Mithilfe der "Sliding Window"-Methode wurden die Bohrlochmessungen der natürlichen Radioaktivität der FB Heidelberg sowie zwei weiterer Bohrungen im Heidelberger Becken (Viernheim, Ludwigshafen-Parkinsel P34) spektral analysiert. Auf Grundlage der Amplitudencharakteristik der Spektren wurden die Bohrungen in zwei bis drei Intervalle unterteilt. Im bohrlochtiefsten Intervall der FB Heidelberg liegt eine deutliche Zyklizität vor, die auch im Bohrkern sichtbar ist. Mittels Zyklostratigraphie wurden Sedimentationsraten für die zyklischen Intervalle in der Größenordnung von 16 cm/ka bis 23 cm/ka berechnet. Insgesamt stimmen die Sedimentationsraten aus den Zyklizitäten der Daten der natürlichen Radioaktivität und den Abschätzungen von ELLWANGER et al. (2008) gut überein und bestätigen sich damit.

Abstract

The Heidelberg Basin is situated in the northern Upper Rhine Graben and presents a unique Quaternary sediment archive between the alpine glacial area and the ice covered plains in Northern Europe. The Heidelberg UniNord scientific borehole (FB Heidelberg) was drilled between 2006 and 2008 down to 500 m final depth. This drilling project was led by the Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG). LIAG also carried out extensive down-hole logging measurements. For the FB Heidelberg lithostratigraphic boundaries between the formations Mannheim, Ludwigshafen, Iffezheim, and Viernheim were determined by ELLWANGER et al. (2008). Gamma ray data from 14 boreholes in the Heidelberg Basin were used to correlate these boundaries along two profiles. The gamma ray data of the FB Heidelberg and two further boreholes in the Heidelberg Basin (Viernheim and Ludwigshafen-Parkinsel P34) were spectrally analyzed using the sliding-window technique. These three boreholes can be subdivided into two to three intervals based on their different spectral amplitudes. In the deepest interval of the FB Heidelberg a significant cyclicity can be detected which also can be seen in the core. Sedimentation rates were calculated for the cyclic intervals by cyclostratigraphic methods: They vary between 16 and 23 cm/ka. Overall, the sedimentation rates determined from the cyclicity of gamma ray data agree well with the estimates given by ELLWANGER et al. (2008). Therefore, both very different methods of estimating sedimentation rates confirm their results.

Autoren: Dr. SABINE HUNZE, HENRIKE BAUMGARTEN & DR. THOMAS WONIK • Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, 30655 Hannover • E-Mail: sabine.hunze@gmx.de, henrike.baumgarten@liag-hannover.de, thomas.wonik@liag-hannover.de

1 Einleitung

1.1 Geologie

Im nördlichen Oberrheingraben sind oligozäne, neogene und quartäre Sedimente abgelagert und erhalten. Das Heidelberger Becken (HDB) liegt am Ostrand des nördlichen Oberrheingrabens, an dem ab dem Quartär zunehmend Subsidenz auftrat. Im Osten ist das HDB von Odenwald und Kraichgau, im Westen vom Pfälzerwald begrenzt. Die Beckenfüllung

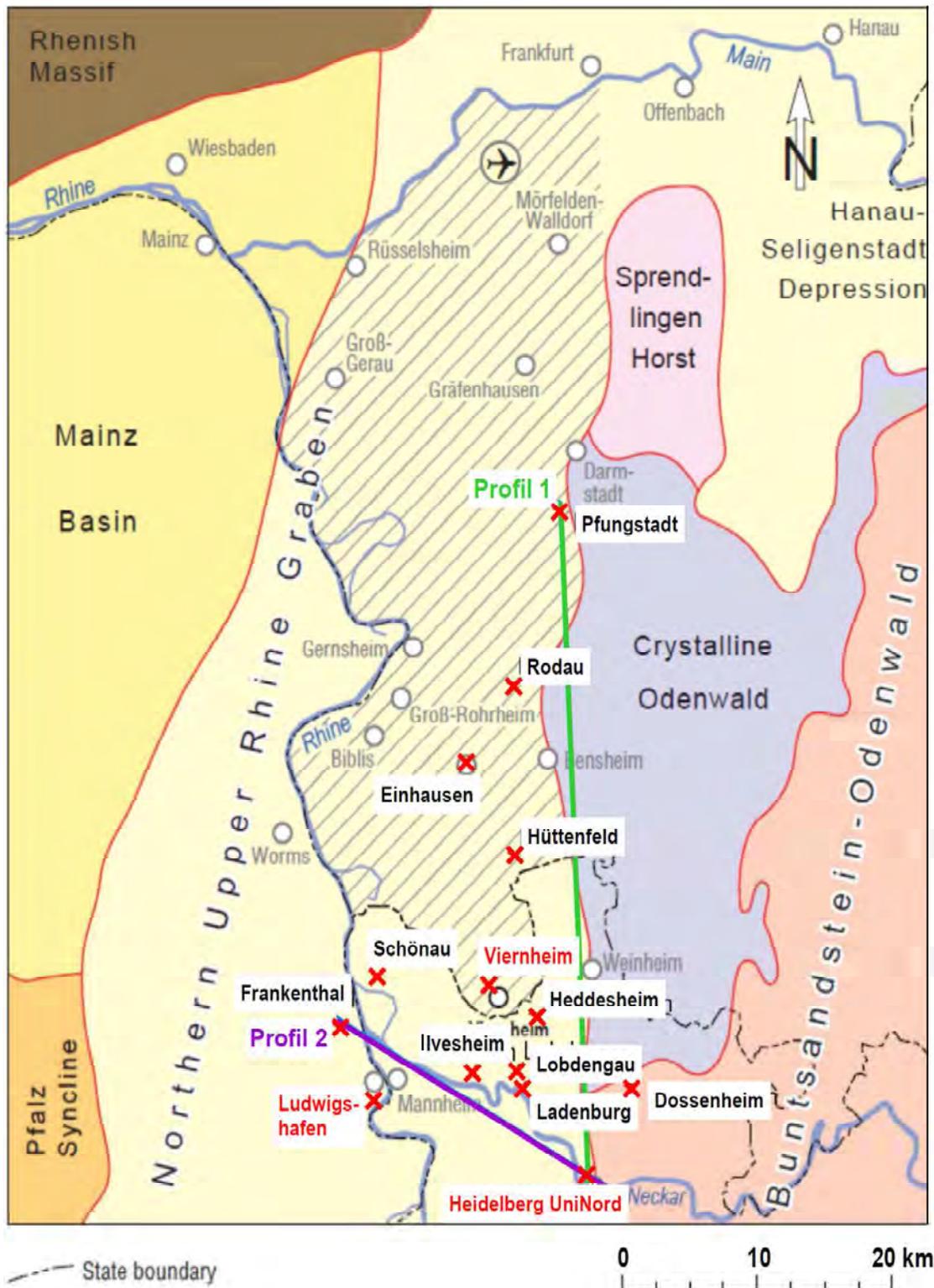


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte mit den hier behandelten 14 Bohrlokalationen im Heidelberger Becken. Die drei Hauptbohrungen FB Heidelberg, Viernheim und Ludwigshafen-Parkinsel P34 sind rot markiert.



ist überwiegend fluviatil (hauptsächlich Schüttungen von Rhein und Neckar), es sind aber auch Grobklastika lokalen Ursprungs sowie lakustrine Ablagerungen vorhanden (ELLWANGER et al. 2008).

Das HDB stellt ein einzigartiges Sedimentarchiv zwischen dem alpinen glazialen Bereich und den Inlandeisflächen Nordeuropas dar, da sich durch die anhaltende Subsidenz eine besonders mächtige quartäre Füllung ausbilden konnte (WESTERHOFF 2008). Die Bestimmung dieser Mächtigkeit ist unter anderem eine Fragestellung des Gesamtprojektes.

1.2 Bohrungen

Die Forschungsbohrung Heidelberg UniNord, nachfolgend als FB Heidelberg bezeichnet, wurde zwischen 2006 und 2008 unter Federführung des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG) abgeteuft. Eine genaue Beschreibung der Bohrung, des Verlaufs der Bohrarbeiten und die Zielsetzungen des Gesamtprojektes geben GABRIEL et al. (2008) und ELLWANGER et al. (2008).

Die in Abb. 1 markierten Bohrungen Pfungstadt, Rodau, Einhausen, Hüttenfeld und Viernheim wurden vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie, die Bohrungen Ludwigshafen-Parkinsel P34 (Ludwigshafen) und Frankenthal vom Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz sowie die Bohrungen Schönau, Lobdengau, Ladenburg, Ilvesheim, Heddesheim und Dossenheim vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg durchgeführt bzw. in Auftrag gegeben.

2 Methoden

2.1 Bohrlochmessungen

Die umfangreichen Bohrlochmessungen in der FB Heidelberg wurden überwiegend vom LIAG und zum Teil von der Gesellschaft für Bohrlochmessungen mbH (BLM) durchgeführt. In den Bohrungen Viernheim und Pfungstadt stammen die geophysikalischen Messungen vom LIAG; in den übrigen in Abb. 1 gezeigten Bohrungen von den jeweiligen Geologischen Landesämtern.

Folgende Bohrlochmessungen wurden in der FB Heidelberg durchgeführt: spektrales Gamma Ray (SGR) mit den Gehalten an Kalium, Thorium und Uran, magnetische Suszeptibilität (SUSC), Dichte (DEN), Neutronenporosität (NPOR), seismische

Geschwindigkeit (V_p), spezifischer elektrischer Widerstand (RES) und Kalibermessungen (CAL). Die Theorie zur Funktionsweise und den physikalischen Grundlagen der Bohrlochsonden ist ausführlich z.B. von FRICKE & SCHÖN (1999) sowie RIDER & KENNEDY (2011) beschrieben. Über die ersten Ergebnisse der Bohrlochmessungen haben HUNZE & WONIK (2008) berichtet.

2.2 Bohrungskorrelation

In der FB Heidelberg wurden Schichtpakete entsprechend der von ELLWANGER et al. (2008) definierten lithostratigraphischen Formationen ausgewählt und in weiteren Bohrungen im Heidelberger Becken nach Nordwesten und Norden korreliert. Die verwendeten Bohrungen weisen jeweils eine laterale Entfernung von weniger als 10 km auf. Hierbei wurden charakteristische Trends und Peaks der Messwerte der natürlichen Radioaktivität zwischen benachbarten Bohrlokalationen korreliert, um Schichtpakete in den verwendeten 14 Bohrungen lithostratigraphisch zuordnen zu können. Die Korrelation basiert auf folgenden drei Grundlagen:

- (1) Verwendung von möglichst vielen, möglichst tiefen Bohrungen im Heidelberger Becken,
- (2) die Grenze zwischen den Formationen Iffezheim und Viernheim wurde von HOSELAMNN (2008) in der Bohrung Pfungstadt bei 131 m bestimmt,
- (3) WEIDENFELLER & KNIPPING (2008) haben diese Grenze in der Bohrung Viernheim bei 225 m und in der Bohrung Ludwigshafen bei 182 m festgestellt.

Basierend auf dieser Korrelation kann die Viernheim-Iffezheim-Formationsgrenze in der FB Heidelberg bei 293 m bestimmt werden.

2.3 Zyклоstratigraphie

Die Variationen der auf der Erde wirksamen Insolation beeinflussen das Klima und damit die Eigenschaften der abgelagerten Sedimente (z. B. RACHOLD & BRUMSACK 2001). Klimatisch kontrollierte Änderungen der Sedimentcharakteristik sind über die physikalischen Eigenschaften messbar (LAMONT-DOHERTY EARTH OBSERVATORY BOREHOLE RESEARCH GROUP 2001). Nach MILANKOVIĆ (1920) und z. B. PÄLIKE (2005) sind im Quartär folgende Periodizitäten für die variierende Insolation in Jahrtausenden (ka) verantwortlich: Exzentrizität (E3: 413 ka, E2: 123 ka, E1: 95 ka), Obliquität (O: 41 ka) und Präzession (P2: 23 ka, P1: 19 ka).

Zyklizitäten in Bohrlochmessungen können als klimatisch beeinflusste, sich wiederholende Ablagerungssequenzen interpretiert werden, die durch Änderungen der physikalischen Eigenschaften messbar sind. Die Korrelation mit orbitalen Zyklen erlaubt eine Übersetzung der Sedimentmächtigkeiten in die Zeitspanne bis zur Wiederholung des Zyklus und damit die Ableitung von Sedimentationsraten. Die charakteristischen Periodizitäten werden mit Hilfe einer Spektralanalyse berechnet (z. B. JENKINS & WATTS 1968; PRIESTLEY 1981). Bei der Ableitung

von Sedimentationsraten aus sedimentären Zyklen wird von einer kontinuierlichen Sedimentation sowie dem Fehlen postsedimentärer Störeinflüsse wie großen tektonischen Ereignissen (z. B. Erdbeben) ausgegangen.

In dieser Arbeit wird der allgemein übliche Begriff „Sedimentationsraten“ verwendet, wobei dies gleichbedeutend mit Akkumulationsraten gesetzt wird und damit vom Vorhandensein eines Akkumulationsraumes ausgegangen wird.

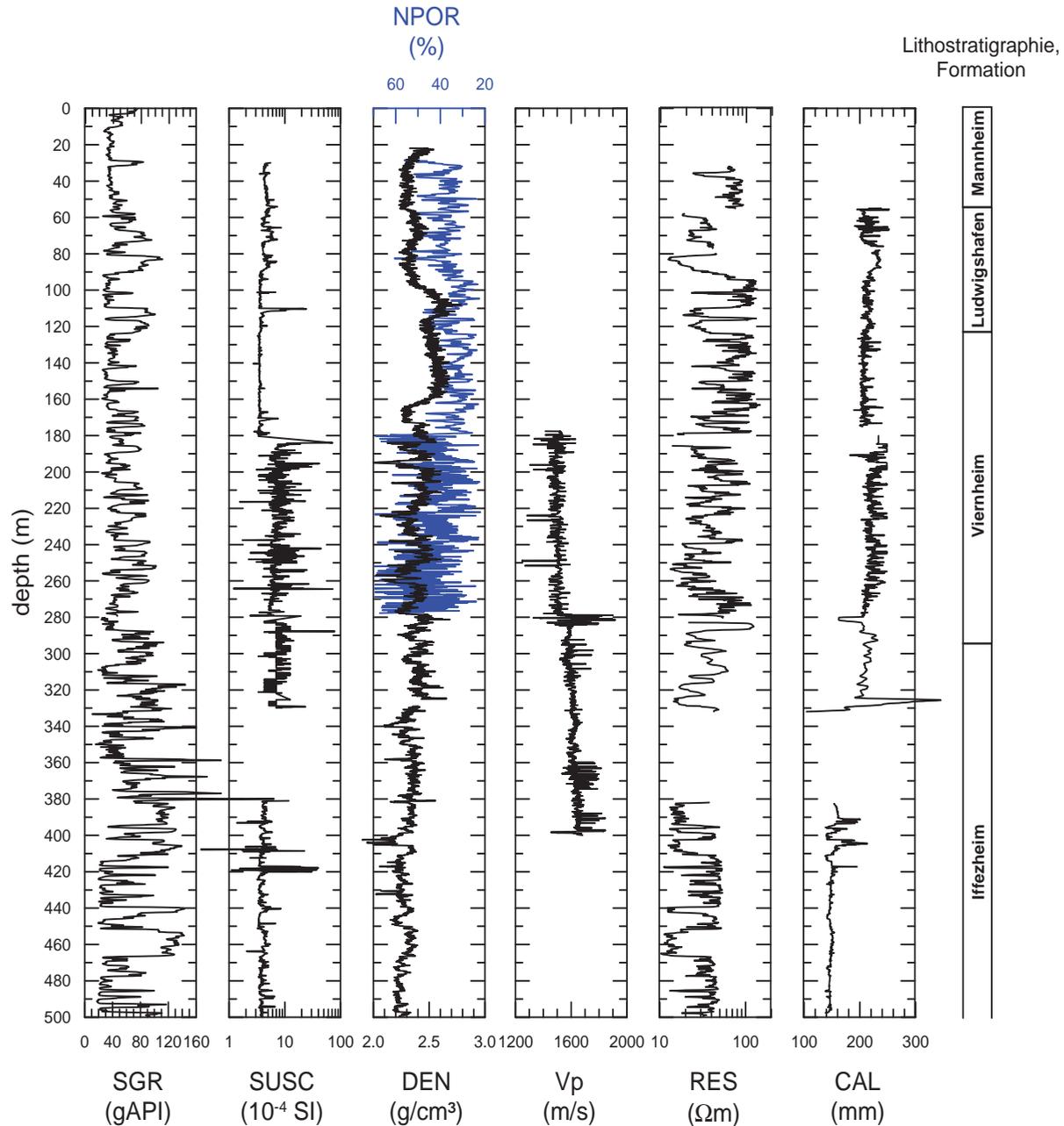


Abb. 2: Geophysikalische Messungen in der FB Heidelberg im Tiefenbereich 0–500 m. Die folgenden Parameter sind dargestellt: natürliche Radioaktivität (SGR), magnetische Suszeptibilität (SUSC), Dichte (DEN), Neutronenporosität (NPOR), p-Wellengeschwindigkeit (Vp), spezifischer elektrischer Widerstand (RES) und Bohrlochdurchmesser (CAL). Die nach ELLWANGER et al. (2008) definierten lithostratigraphischen Formationsgrenzen sind rechts wiedergegeben.



Zur Berechnung der Spektralanalyse wurde ein MATLAB (Mathworks) basiertes Programm verwendet. Es werden zwei Darstellungsformen gewählt:

(1) Die Spektralanalyse wird für ein Teufenintervall durchgeführt und als Amplitudenspektrum dargestellt.

(2) Änderungen in den Zyklizitäten können unter Verwendung der „Sliding Window“-Technik bestimmt werden (MOLINIE et al. 1990). In kontinuierlichen Schritten wird ein Abschnitt (Fenster) gewählter Größe in der Teufenachse verschoben und jeweils spektral analysiert. Die Ergebnisse werden in einem dreidimensionalen Spektralplot in der mittleren Teufe des jeweiligen Fensters dargestellt (MOLINIE et al. 1990; WONIK 2001). Fensterlänge und Schrittweite werden variiert und entsprechend dem jeweiligen Datensatz gewählt (siehe Absatz 3.3).

3 Ergebnisse

3.1 Bohrlochmessungen in der FB Heidelberg

In dieser Arbeit wird der vollständige Datensatz der Bohrlochmessungen in der FB Heidelberg im Teufenbereich 0–500 m dargestellt (Abb. 2). Im Weiteren werden folgende Bohrlochmessungen verwendet: SGR, SUSC, DEN, NPOR, Vp, RES und CAL. Die Datenaufzeichnung mit Ausnahme von SGR ist teilweise lückenhaft, da bedingt durch die geringe Bohrlochstabilität einige Messungen nicht durchgeführt werden konnten. Außerdem musste zur Stabilisierung der Bohrung ein Standrohr eingebaut werden, was einige Messungen unmöglich machte.

Folgende Randbedingungen wurden bei der Auswertung der Bohrlochmessungen berücksichtigt:

(1) Die Datenaufzeichnung erfolgte mit unterschiedlichen Messapparaturen: Im Teufenbereich 280–350 m stammen die Daten von BLM, ansonsten vom LIAG. Im überlappenden Messbereich wurden Abweichungen in den Absolutwerten von SGR und SUSC deutlich. Um eine Vergleichbarkeit über die gesamte Messstrecke und damit eine vollständige Interpretation zu ermöglichen, wurden die BLM-Messungen an die LIAG-Daten angepasst.

(2) Die Messungen in den Intervallen 0–55 m und 330–380 m erfolgten innerhalb einer Stahlverrohrung. Die SGR-Daten in diesen Abschnitten wurden auf vergleichbare Bedingungen wie in den übrigen Teufenbereichen (= offenes Bohrloch) korrigiert. Diese Methodik ist ausführlich von LORCH (1985) dargestellt.

Beschreibung der Bohrlochmessungen

Die Bohrlochmessungen sind in Abb. 2 dargestellt. SGR variiert zwischen 0 gAPI und 160 gAPI. Die höchsten SGR-Werte werden in den Teufenbereichen 290–305 m, 315–330 m, 360–410 m und 450–465 m beobachtet, die geringsten Werte in den Intervallen 345–360 m, 415–440 m und 480–500 m. SUSC variiert zwischen $2 \cdot 10^{-4}$ SI und $80 \cdot 10^{-4}$ SI. Sie kann in zwei Gruppen unterteilt werden: (1) geringe Werte ($2\text{--}5 \cdot 10^{-4}$ SI) in den Teufenintervallen 30–180 m und 380–500 m und (2) hohe Werte ($5\text{--}80 \cdot 10^{-4}$ SI) bei 180–330 m. Die DEN-Werte schwanken zwischen 2.0 g/cm^3 und 2.7 g/cm^3 . Die geringsten Werte treten in den Teufenabschnitten 20–100 m und 330–500 m auf, die höchsten im Abschnitt 100–160 m. Die NPOR-Werte liegen zwischen 20 % und 70 %. Wie erwartet, zeigt NPOR eine negative Korrelation mit der DEN-Kurve. Die Kompaktion der Sedimente scheint mit der Teufe abzunehmen, was durch die Änderung der lithologischen Zusammensetzung verursacht sein kann. Die Vp-Werte variieren zwischen 1200 m/s und 2000 m/s. Die höchsten Werte werden in den Intervallen 275–285 m und 390–400 m beobachtet. Insgesamt nehmen die seismischen Geschwindigkeiten mit der Teufe kontinuierlich zu. RES schwankt zwischen 10 Ωm und 200 Ωm . Die geringsten Werte treten in Teufen von 80–90 m, 240–270 m, 380–420 m und 450–470 m auf; die höchsten Werte bei 90–110 m, 125–140 m, 155–165 m und 265–275 m.

3.2 Bohrungskorrelation im Heidelberger Becken

Anhand von SGR-Bohrlochmessungen aus 14 Bohrungen wurden im Heidelberger Becken ein Profil von Nordwesten nach Südosten (Abb. 3a) und ein weiteres Profil von Norden nach Süden (Abb. 3b) korreliert. Insgesamt zeigt sich, dass eine Korrelation der 14 Bohrungen mit Hilfe der SGR möglich ist. Die Bestimmung der stratigraphischen Grenzen ist mit anderen Bohrlochmessungen wie DEN oder RES auf Grund der fehlenden Eindeutigkeit in den Trends und Peaks der Werte nicht durchführbar.

3.3 Sedimentationsraten

FB Heidelberg

Die SGR-Daten der FB Heidelberg wurde mittels der „Sliding Window“-Methode (siehe Abschnitt 2.3) spektral analysiert (Abb. 4). Als Fenstergröße wurde 80 m und als Schrittweite 1 m gewählt. Die farb-

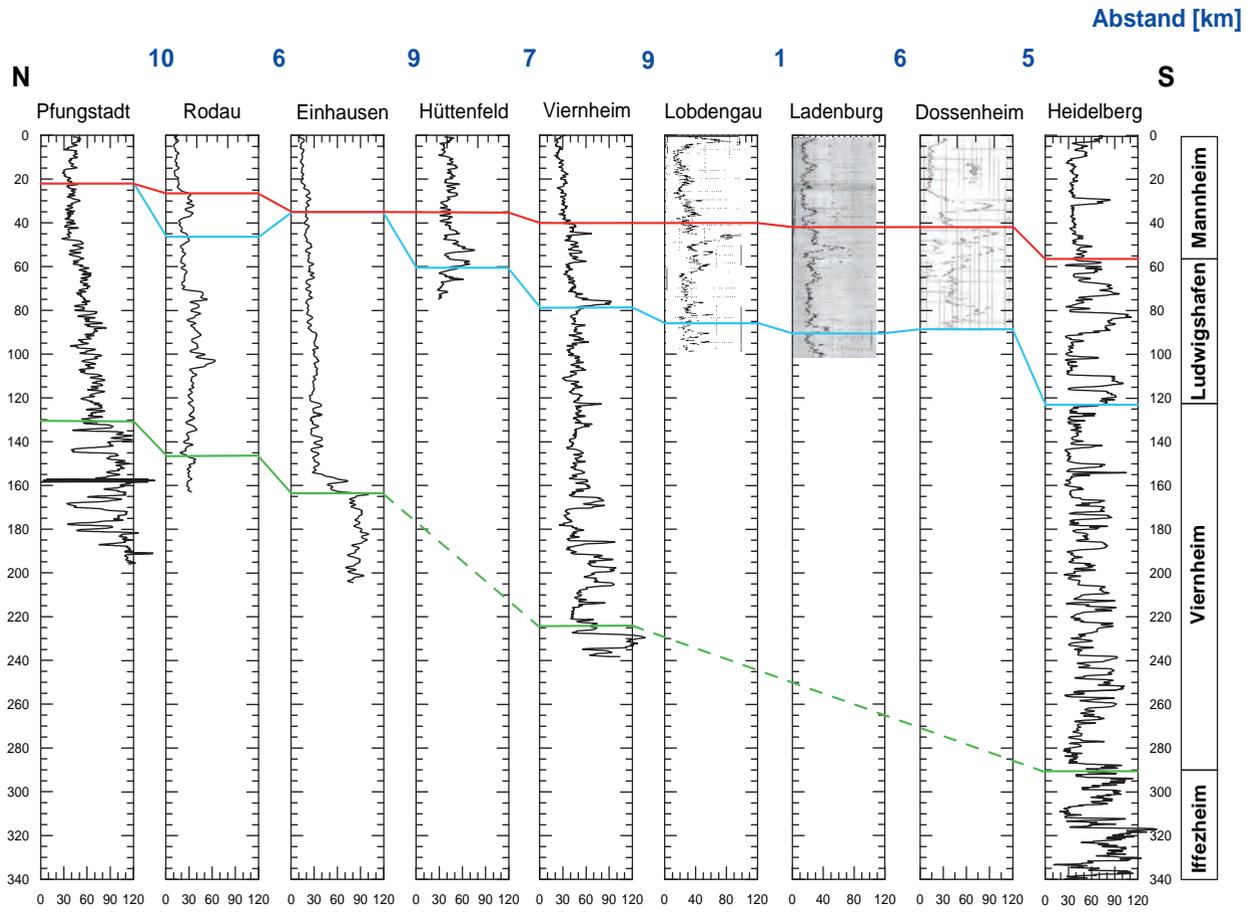


Abb. 3: Korrelation der Bohrlokationen mittels SGR-Bohrlochmessungen in counts per second (cps) mit Ausnahme von FB Heidelberg, Viernheim, Rodau und Pfungstadt (gAPI). Die nach ELLWANGER et al. (2008) definierten lithostratigraphischen Formationsgrenzen sind rechts dargestellt. In Blau ist der laterale Abstand zwischen den Bohrlokationen in km angegeben. Die korrelierten Formationsgrenzen sind farbig markiert und an den nicht korrelierbaren Lokationen gestrichelt dargestellt.

a) Profil 1 (von NW nach SE): Frankenthal – Schönau – Ludwigshafen – Ilvesheim – Heddeshcim – Lobdengau – Ladenburg – FB Heidelberg.

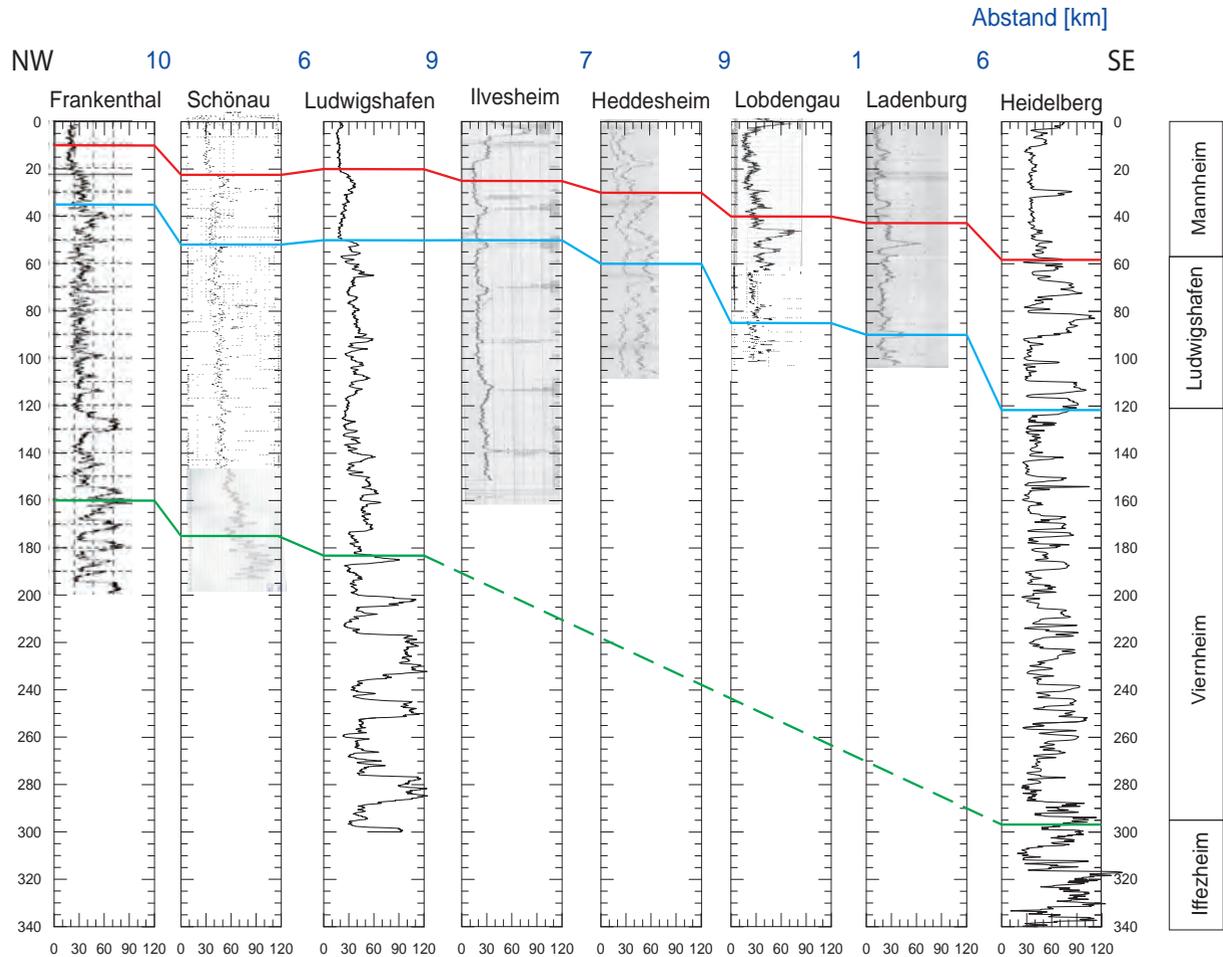
lich kodierten Signalintensitäten im Amplitudenspektrum erlauben eine Zonierung in drei deutlich unterscheidbare Bereiche (I bis III; Abb. 4). Ihre Grenzen in 160 m und 295 m korrelieren teilweise mit den von ELLWANGER et al. (2008) bestimmten lithostratigraphischen Formationsgrenzen (Abb 4; rechte Spalte). Die stärksten Amplituden und damit starke Zyklizitäten liegen im Bohrloch tiefsten vor (Bereich I). Intervall II weist geringe Amplituden (geringe Zyklizitäten) auf, während Abschnitt III geringe bis mittlere Amplituden zeigt.

Auf Grundlage der beschriebenen Zonierung wurden die als zyklisch interpretierten Abschnitte I und III spektral analysiert (Abb. 4). Wegen des diffusen Signals im Abschnitt II wird hier nicht versucht, Sedimentationsraten zu ermitteln. Die in den Amplitudenspektren betonten Wellenlängen wurden mit Milanković-Zyklen (E2 bis P1) korreliert. Eine Kor-

relation mit dem 413 ka langen Exzentrizitätszyklus E3 ist in den gewählten Intervallen nicht sinnvoll, da diese zu kurz sind. Die daraus resultierenden durchschnittlichen Sedimentationsraten sind zusammen mit den Ergebnissen von ELLWANGER et al. (2008) in Abb. 5 dargestellt. Für das Intervall I ergeben sich aus der Zyκλοstratigraphie 23 cm/ka und für das Intervall III 16 cm/ka. Insgesamt zeigen die berechneten Lösungen Größenordnungen, die auch von ELLWANGER et al. (2008) ermittelt wurden. Die maximale Abweichung beträgt 7 cm/ka.

Bohrungen im Heidelberger Becken

Die SGR-Messungen in den Bohrungen Viernheim (Teufenbereich 0–240 m) und Ludwigshafen (0–300 m) wurden ebenfalls spektral analysiert. Aus



(b) Profil 2 (von N nach S): Pfungstadt – Rodau – Einhausen – Hüttenfeld – Viernheim – Lobdengau – Ladenburg – Dossenheim – FB Heidelberg.

der Auswertung der in Meterschritten berechneten Amplitudenspektren (Fenstergröße: 70 m) wurde die Bohrung Viernheim in drei Intervalle eingeteilt (Abb. 6). Das tiefste Intervall unterhalb von 150 m weist die stärksten Amplituden auf. Für dieses Intervall wurde eine Spektralanalyse durchgeführt und daraus eine mittlere Sedimentationsrate von 33 cm/ka abgeleitet. Der mittlere Bereich II zwischen 150 m und 79 m ist kaum zyklisch, während das Intervall III oberhalb von 79 m größere Amplituden zeigt.

In der Bohrung Ludwigshafen wurde eine Zweiteilung in einen tieferen, zyklischen Bereich und einen oberen, diffusen Bereich in der Tiefe 155 m vorgenommen (Abb. 7). Für das stark zyklische Intervall wurde eine mittlere Sedimentationsrate von 23 cm/ka abgeleitet.

Bei allen drei Bohrungen Heidelberg, Viernheim und Ludwigshafen weisen die tiefsten Bohrabschnitte die stärkste Zyklizität auf. Dieses Ergebnis bestätigt sich auch bei der visuellen Beschreibung der Kerne (ELLWANGER 2012; mdl. Mitt.). Demnach werden die Iffezheim-Formation und die Basis der Viernheim-Formation aus zyklischen Abfolgen von lakustrinen und fluviatilen Sedimenten aufgebaut. Aus der Kernansprache liegen keine Hinweise auf eine Zyklizität der Ludwigshafen-Formation vor, weshalb für die Abschnitte II und III der Bohrung Viernheim (Abb. 6) keine Sedimentationsraten bestimmt wurden.

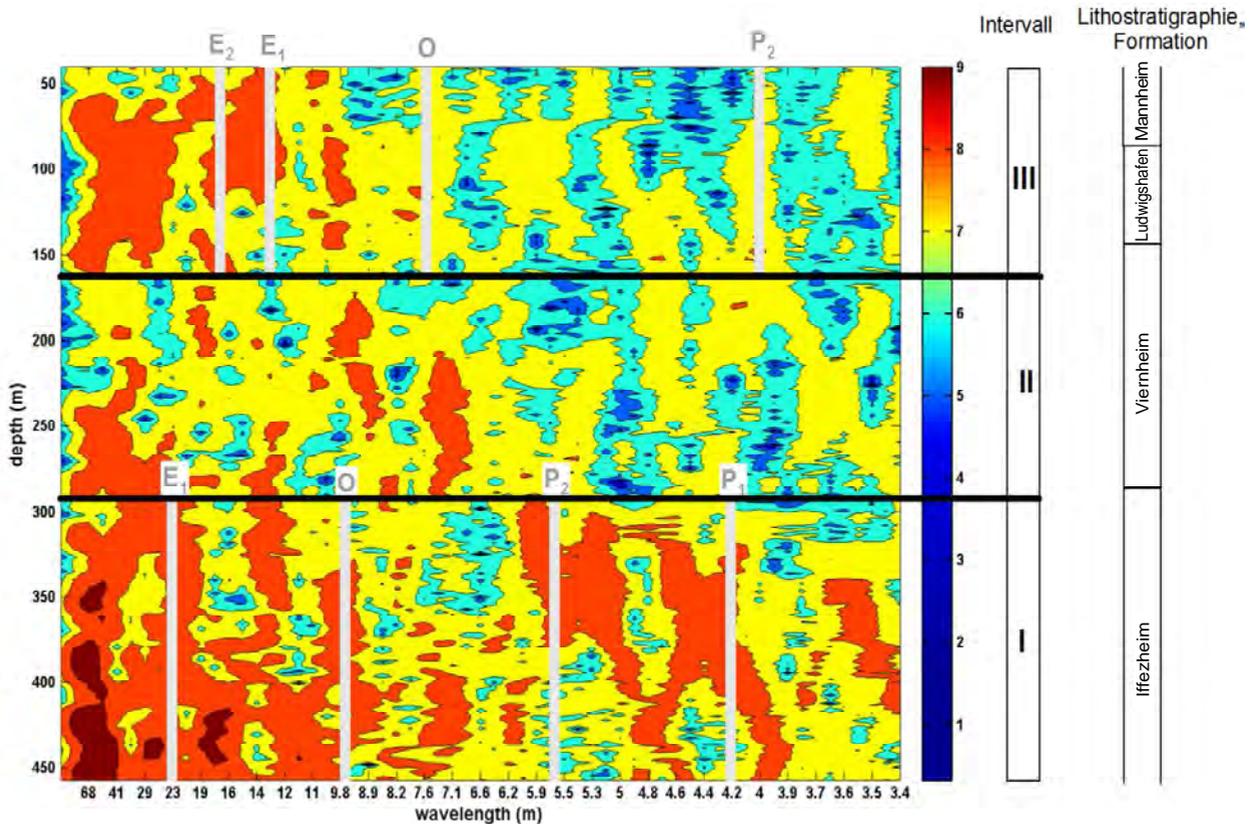


Abb. 4: Spektralanalyse der natürlichen Radioaktivität in der **FB Heidelberg** mittels der "Sliding Window"-Methode. Der Spektralplot wurde in folgende drei Intervalle (schwarz markiert) unterteilt: I. 460–295 m, II. 295–160 m und III. 160–40 m. Folgende Periodizitäten wurden abgeleitet: E2: 123 ka, E1: 95 ka, O: 41 ka, P2: 23 ka und P1: 19 ka. Die nach ELLWANGER et al. (2008) definierten lithostratigraphischen Formationsgrenzen sind rechts dargestellt.

4. Diskussion

Korrelation der Bohrungen

Die Korrelation der 14 gewählten Bohrungen im Heidelberger Becken ist mit Hilfe von Messungen der natürlichen Radioaktivität durchführbar. Problematisch ist jedoch das Fehlen von Bohrungen mit einer Teufe von mehr als 300 m in der Umgebung der FB Heidelberg, insbesondere zwischen Ludwigshafen und Heidelberg.

Sedimentationsraten

Insgesamt stimmen die Sedimentationsraten aus den Zyklizitäten der Daten der natürlichen Radioaktivität und den nach ELLWANGER et al. (2008) abgeschätzten Sedimentationsraten gut überein und bestätigen sich damit. Hierbei werden die als nicht tektonisch kontrollierten Intervalle bis auf Cromer und Eburon (Abb. 5) als repräsentativ für die Se-

dimentations- bzw. Akkumulationsgeschwindigkeit eingestuft. Die Abweichungen können durch die Unterschiede in der Länge der betrachteten Teufenabschnitte bzw. Einheiten erklärt werden: ELLWANGER et al. (2008) bestimmten die Sedimentationsraten für chronostratigraphische Einheiten, die sich von den mittels Spektralanalyse gegliederten Abschnitten I bis III teilweise um mehrere Zehnermeter unterscheiden.

Trotz der Bestätigung der Sedimentationsraten mit diesen unterschiedlichen Methoden wäre eine unabhängige Überprüfung durch Datierungen der Sedimente und ein daraus abgeleitetes Altersmodell sinnvoll und wünschenswert.

Danksagungen

Wir möchten uns bei Dr. D. Ellwanger und Dr. U. Wielandt-Schuster (Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau), Dr. C. Hoselmann (Hessisches Landesamt für Um-



welt und Geologie) sowie Dr. M. Weidenfeller (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) für interessante Diskussionen und ihre Unterstützung bedanken.

Dank geht auch an A. Pfeiffer (Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau) und Dr. T. Kärcher (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) für das zur Verfügung Stellen der Daten der natürlichen Radioaktivität in den jeweiligen Bohrungen.

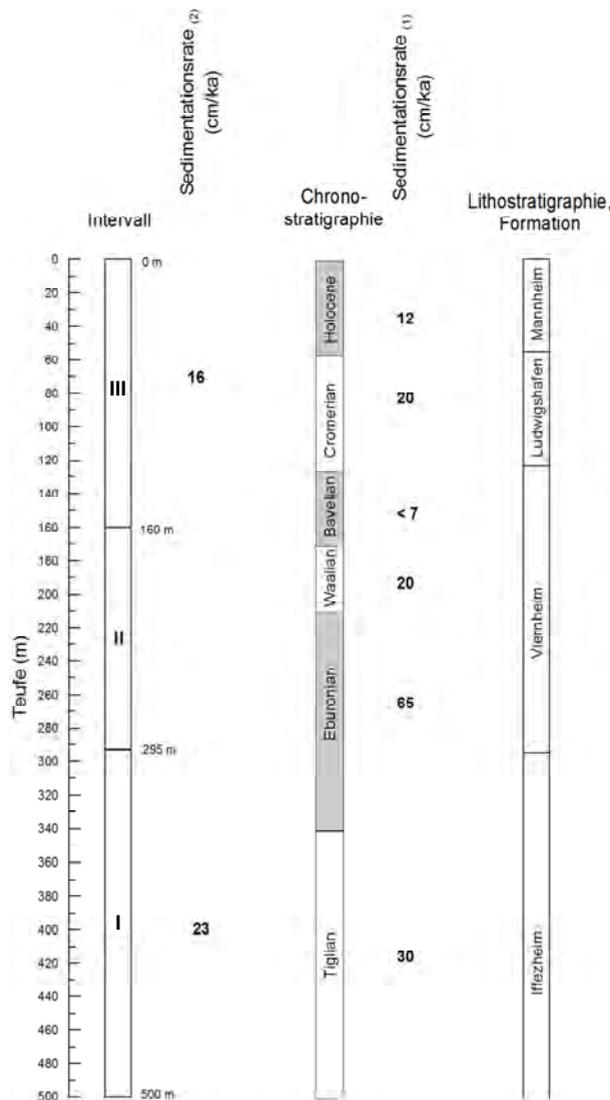


Abb. 5: Vergleich der Sedimentationsraten an der FB Heidelberg. Links sind die nach der "Sliding Window"-Methode ermittelten Intervalle I bis III und die berechneten Sedimentationsraten₍₂₎ in cm/ka dargestellt. Mittig sind die nach ELLWANGER et al. (2008) für die chronostratigraphischen Einheiten abgeschätzten Sedimentationsraten₍₁₎ (cm/ka) und rechts die lithostratigraphischen Formationen abgebildet.

Literatur

ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER U., GREILING, R.O., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2008): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – E & G, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 316–337.

FRICKE, S. & SCHÖN, J. (1999): Praktische Bohrlochgeophysik. – 254 S., Stuttgart (Enke).

GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (2008): Preface: The Heidelberg Basin Drilling Project. – E & G, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 253–260.

HOSELMANN, C. (2008): The research borehole at Viernheim (Heidelberg Basin). – E & G, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 286–315.

HUNZE, S. & WONIK, T. (2008): Sediment Input into the Heidelberg Basin as determined from Downhole Logs. – E & G, Quatern. Sci. J., **57/3/4**: 267–381.

JENKINS, G. M. & WATTS, D. G. (1968): Spectral analysis and its applications. – 525 S., San Francisco (Holden-Day).

LAMONT-DOHERTY EARTH OBSERVATORY BOREHOLE RESEARCH GROUP (2001): ODP Logging Services Electronic Manual, Version 2.0 [Online], 331 S.

LORCH, S. (1985): Korrektur von Bohrlocheinflüssen bei der Messung der natürlichen Gammastrahlung in einer Bohrung. – Geol. Jb., **E 32**: 1-36.

MILANKOVIC, M. (1920): Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire. – 338 S., Paris (Gauthier-Villars).

MOLINIE, A. J., OGG, J. G. & OCEAN DRILLING PROGRAM LEG 129 SCIENTIFIC PARTY (1990): Sedimentation-rate curves and discontinuities from sliding-window spectral analysis of logs. – The Log Analyst, **31/6**: 370–374.

PALIKE, H. (2005): Orbital variation (including Milanković cycles). In: SELLEY, R. et al. (eds.): Encyclopedia of Geology, I: 410–421.

PRIESTLEY, M. B. (1981): Spectral analysis and time series. – 890 S. New York (Academic Press).

RACHOLD, V. & BRUMSACK, H.-J. (2001): Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: paleoenvironmental constraints and orbital cycles. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **174**: 121–143.

RIDER, M. & KENNEDY, M. (2011): The Geological Interpretation of Well Logs. – 412 S., Caithness (Whittles Publishing).

WEIDENFELLER, M. & KNIPPING, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – E & G, Quatern. Sci. J., **57/3-4**: 270–285.

WESTERHOFF, W. E. (2008): The Rhine – a major fluvial record. – Netherl. J. Geosci. – Geol. Mijnbouw, **87/1**: 3–5.

WONIK, T. (2001): Gamma-ray measurements in the Kirchröde I and II boreholes. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **174/1-3**: 97–105.

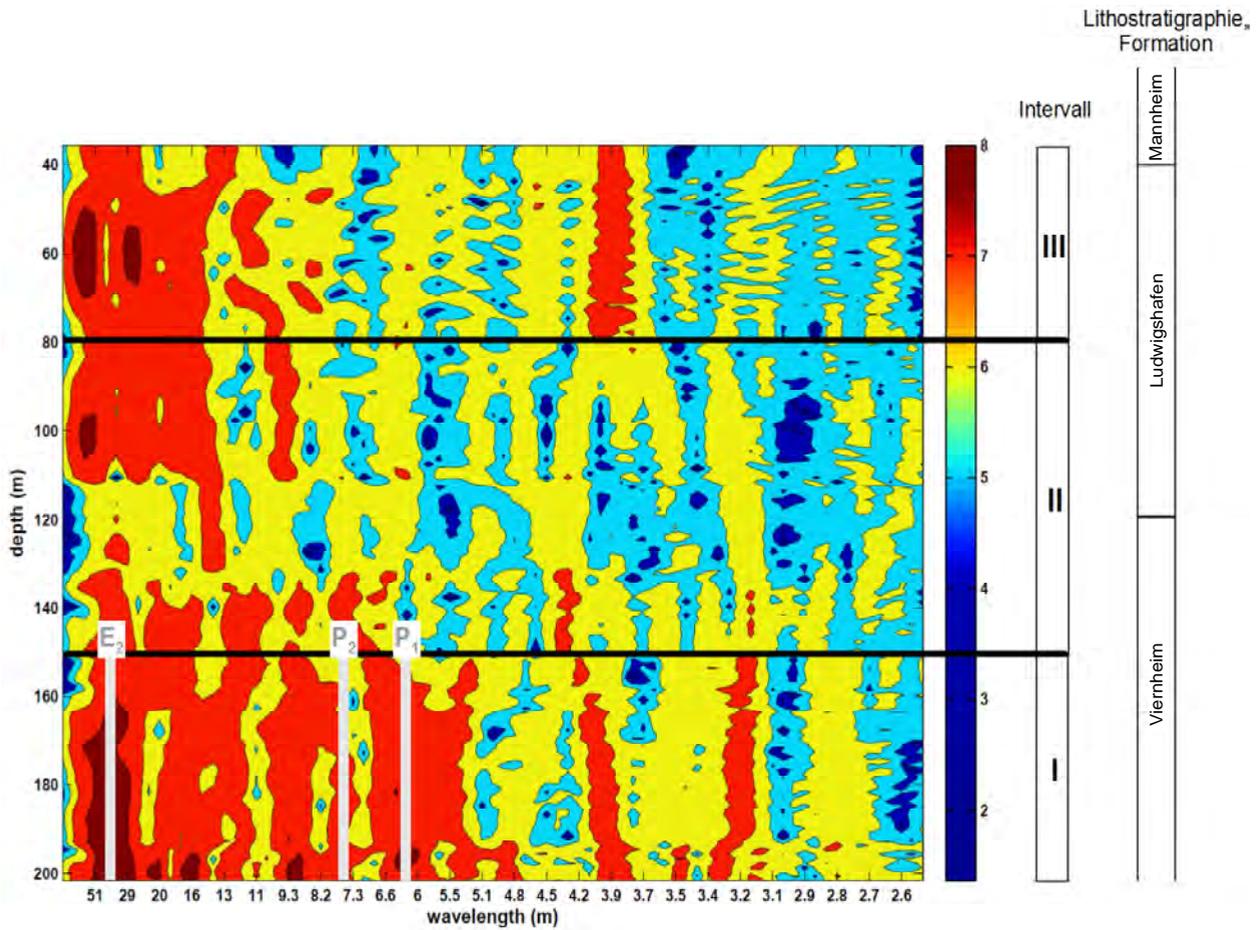


Abb. 6: Spektralanalyse der natürlichen Radioaktivität in der **Bohrung Viernheim**. Der Spektralplot wurde in folgende Intervalle (schwarz markiert) unterteilt: I. 200–150 m, II. 150–80 m und III. 80–5 m. Folgende Periodizitäten wurden abgeleitet: E2: 123 ka, P2: 23 ka und P1: 19 ka. Die mittlere Sedimentationsrate für das Intervall I beträgt entsprechend der Spektralanalyse 33 cm/ka. Die lithostratigraphischen Formationen sind rechts dargestellt. Hierbei sind die Grenzen entsprechend der Bohrungskorrelation (siehe Abschnitt 3.2) angegeben.

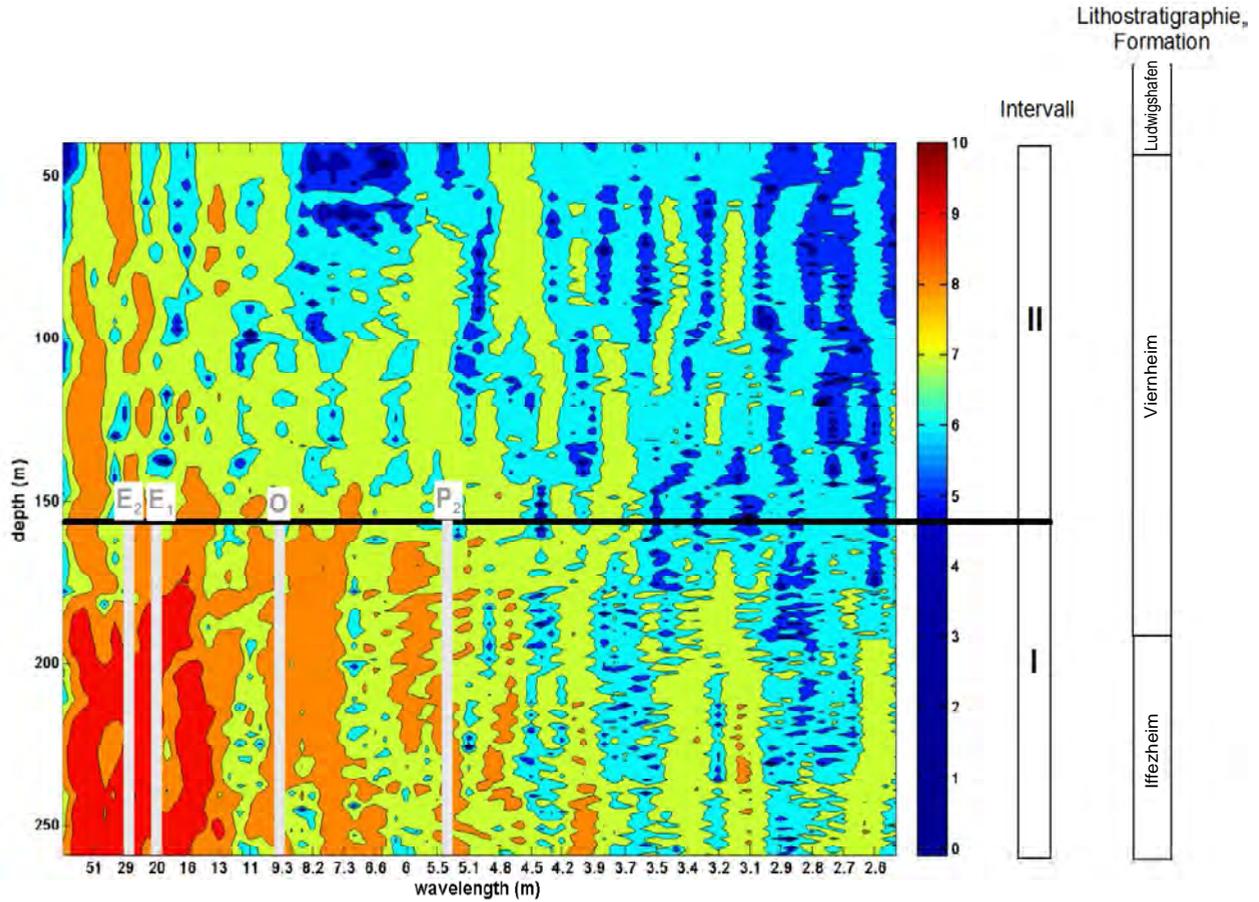


Abb. 7: Spektralanalyse der natürlichen Radioaktivität in der **Bohrung Ludwigshafen-Parkinsel P34**. Der Spektralplot wurde in folgende Intervalle (schwarz markiert) unterteilt: I. 265–158 m und II. 158–35 m. Folgende Periodizitäten wurden abgeleitet: E2: 123 ka, E1: 95 ka, O: 41 ka und P2: 23 ka. Die mittlere Sedimentationsrate im Intervall I liegt der Spektralanalyse nach bei 23 cm/ka. Die Lithostratigraphie nach der Bohrungskorrelation auf Grundlage der natürlichen Radioaktivität (siehe Abschnitt 3.2) ist rechts dargestellt.





LGRB-Informationen	26	S. 195 – 210	7 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	-----------	--------------	--------	--------	------------------------------

Reflexionsseismische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord und Viernheim

HERMANN BUNESS & GERALD GABRIEL

Inhalt

Kurzfassung		197
Abstract		197
1 Einleitung		198
2 Reflexionsseismische Messungen zur Vorerkundung		199
3 Vertikalseismische Profile und seismische Fazies		201
4 Diskussion und Schlussfolgerungen		206
5 Ausblick		208
<i>Dank</i>		<i>208</i>
<i>Literatur</i>		<i>209</i>





LGRB-Informationen	26	S. 195 – 210	7 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	--------	------------------------------

Reflexionsseismische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord und Viernheim

HERMANN BUNESS & GERALD GABRIEL

Schlagworte: Reflexionsseismik, VSP-Messungen, seismische Fazies, seismische Korrelation Heidelberger Becken, Viernheim

Kurzfassung

Zur Vorerkundung potenzieller Bohrlokationen bei Viernheim und in Heidelberg wurden im Rahmen des „Bohrprojektes Heidelberger Becken“ entlang von insgesamt sieben Profilen hochauflösende reflexionsseismische Messungen durchgeführt. Als Quelle konnte der Vibrator MHV 2.7 des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik eingesetzt werden. Die vorläufige Interpretation der Daten gab Auskunft über die Existenz von Störungen in den beiden Gebieten und die zu erwartenden Quartärmächtigkeiten.

Im Zuge der bohrlochgeophysikalischen Messungen wurden zudem vertikale seismische Profile (VSP) aufgenommen, welche eine direkte Verknüpfung der lithologischen Informationen mit den reflexionsseismischen Profilen ermöglichen. Speziell in den VSP-Messungen der Bohrung Viernheim zeichnet sich die aufgrund der Projektergebnisse neu eingeführte lithostratigraphische Gliederung (Mannheim-, Ludwigshafen-, Viernheim- und Iffezheim-Formation) zum Teil durch kräftige Reflexionen an der Basis einzelner Formationen ab. Dagegen behindert in Heidelberg die durch den Neckar gesteuerte hohe Sedimentationsdynamik und die dadurch begründete hohe Anzahl von Reflexionen eine eindeutige Korrelation.

Mit Hilfe der VSP-Messungen wird eine seismische Faziesinterpretation entlang ausgewählter Profile vorgenommen. Die seismische Fazies der lithostratigraphischen Einheiten lässt generell Gemeinsamkeiten für die beiden untersuchten Lokationen erkennen, jedoch auch einige Abweichungen. Insbesondere die Viernheim-Formation, aber auch die Iffezheim-Formation, können aufgrund der seismischen Charakteristika intern untergliedert werden.

Keywords: reflection seismics, vertical seismic profiling, seismic facies, seismic correlation, Heidelberg Basin, Viernheim

Abstract

Within the “Heidelberg Basin drilling project”, seven high-resolution reflection seismic profiles were measured as pre-site survey to identify potential drilling locations at Viernheim and in Heidelberg. The vibrator MHV 2.7 of the Leibniz Institute for Applied Geosciences was used as source. A first interpretation of the data provided information on the existence of faults at both locations and on the potential thickness of the Quaternary strata.

In the course of the geophysical borehole survey, additional vertical seismic profiles (VSP) were acquired to directly connect the surface reflection seismics with the lithologic dataset. Especially in the VSP of the Viernheim drilling, the new lithostratigraphic classification (Mannheim-, Ludwigshafen-,

Viernheim- and Iffezheim-Formation) is seen in parts as strong reflections at the bases of the formations. In contrast, the highly dynamic sedimentation at Heidelberg controlled by the input of the Neckar, prevents the clear correlation by inducing a high number of reflections.

With the help of the VSP we come to a seismic facies interpretation along selected profiles. The seismic facies of the lithostratigraphic units of both locations is generally similar, but also shows some differences. Particularly the Viernheim-Formation, but also the Iffezheim-Formation, can be subdivided into subunits according to their seismic characteristics.

1 Einleitung

Eine der mächtigsten quartären Sedimentabfolgen Mitteleuropas befindet sich im Heidelberger Becken im nördlichen Teil des Oberrheingrabens. In früheren Arbeiten (u. a. SALOMON 1927, BARTZ 1974, HAIMBERGER et al. 2005) wurden Quartärmächtigkeiten von wenigstens 300 m postuliert, wobei das eigentliche Beckenzentrum mit Ausnahme der Radium-Sol Therme Bohrung von 1918 (SALOMON 1927, BARTZ 1951, FEZER 1997) im Stadtgebiet von Heidelberg lange Zeit weder durch ein wissenschaftliches Bohrprogramm noch durch seismische Messungen detailliert erkundet war.

Reflexionsseismische Arbeiten und auch Tiefbohrungen erfolgten vorwiegend im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration und konzentrieren sich auf Gebiete außerhalb von Heidelberg. Zudem lag der Fokus und damit die Ausrichtung der Akquisitionsparameter nicht auf den quartären Sedimenten, sondern den tieferen Strukturen, wie beispielsweise den Pechelbronner Schichten. Moderne, hochauflösende reflexionsseismische Messungen wurden in Form einer Flusseisimik auf dem Rhein (HAIMBERGER et al. 2005, WIRSING et al. 2007) realisiert. Sie lieferten lokal einen wesentlichen Beitrag zur Festlegung der Mächtigkeit des Quartärs und seiner internen Gliederung.

Durch eine gemeinsame Initiative der drei geologischen Dienste von Baden-Württemberg, Rheinland-Pfalz und Hessen und dem Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik werden seit 2006 im Rahmen des „Bohrprojektes Heidelberger Becken“

interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen im Heidelberger Becken durchgeführt, welche sich auf die plio-/pleistozänen Beckensedimente konzentrieren. Die Arbeiten zielen auf die Erstellung eines stratigraphischen Referenzprofils für diese Region nördlich der Alpen (z. B. ELLWANGER et al. 2010a,b, HOSELMANN et al. 2010, WEIDENFELLER et al. 2010, GABRIEL et al. im Druck), auf die Diskriminierung der die Sedimentation steuernden Prozesse sowie die Ableitung von Parametern, welche die Klimavariationen während des Quartärs dokumentieren (ELLWANGER et al. 2005, GABRIEL et al. 2008). Aufgrund seiner kontinuierlichen Subsidenz und seiner distalen Lage zu den Alpen bietet das Heidelberger Becken dafür die besten Voraussetzungen im gesamten Oberrheingraben. Im Vergleich zu anderen Sedimentationsräumen entlang des Rheins kann hier mit einer über lange Zeitabschnitte kontinuierlichen Sedimentation gerechnet werden, die zudem durch einen hohen Anteil alpiner Feinsedimente geprägt ist.

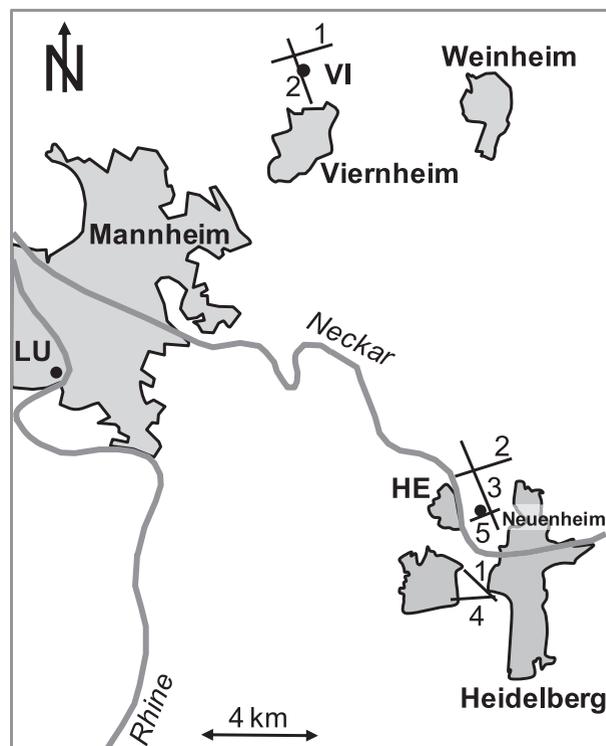


Abb. 1: Lage der seismischen Profile 1 und 2 in Viernheim und 1 bis 5 in Heidelberg und der Ansatzpunkte der Bohrungen Ludwigshafen-Parkinsel (LU), Viernheim und Heidelberg UniNord (HE). Die Bohrlokationen unterliegen insofern einer vereinfachten Darstellung, als dass in Ludwigshafen insgesamt drei Kernbohrungen zugänglich sind und die Bohrung Heidelberg UniNord in zwei Abschnitten an zwei etwa 260 m auseinanderliegenden Orten durchgeführt werden musste.



Das „Bohrprojekt Heidelberger Becken“ besteht aus mehreren Kernbohrungen an den Standorten Ludwigshafen-Parkinsel, Viernheim und Heidelberg (Abb. 1). Während die Kernbohrungen in Ludwigshafen durch die Technischen Werke Ludwigshafen primär zur Grundwassererkundung abgeteuft wurden, konnten die Bohrungen in Viernheim und Heidelberg speziell unter Berücksichtigung der projektrelevanten Fragestellungen ausgelegt werden. Dementsprechend wurden die potenziellen Bohransatzpunkte im Rahmen einer Vorerkundung intensiv durch hochauflösende reflexionsseismische Messungen erkundet. Diese dienten der Abschätzung der Quartärmächtigkeiten und damit der Festlegung der zu erreichenden Endteufen der Bohrungen. Zudem sollten sie etwaige Störungen abbilden, die einen wesentlichen Einfluss auf die Kontinuität der Sedimentabfolgen an den gewählten Bohrpunkten haben könnten, z. B. in Form großer Schichtlücken. Gemeinsam mit den industrieseismischen Daten bilden die neuen reflexionsseismischen Messungen die Basis für erste 3-dimensionale Modellierungen zur Beckenentwicklung (MARTINI 2010, TANNER et al. 2010). Der Anschluss der Profilmessungen an die Bohrungen erfolgte mittels vertikaler seismischer Profile (VSP).

2 Reflexionsseismische Messungen zur Vorerkundung

Die reflexionsseismischen Messungen im Vorfeld der Bohrungen verteilen sich auf insgesamt sieben Profile, von denen zwei in der Umgebung des Bohrpunktes bei Viernheim liegen und fünf im Stadtgebiet von Heidelberg (Abb. 1). Die seismische Erkundung in Heidelberg umfasste zwei alternative Bohrpunkte: neben dem letztlich ausgewählten Standort nahe des Sportzentrums Nord in Handschuhsheim kam zunächst auch eine Lokation südlich des Neckars in der Bahnstadt in Betracht, die dann aber vornehmlich aus logistischen Gründen aufgegeben wurde.

Über die Durchführung der Messungen, die Datenbearbeitung sowie ihre erste Interpretation wird ausführlich in BUNESS et al. (2008) berichtet, so dass in dem vorliegenden Beitrag nur die wesentlichsten Aspekte noch einmal zusammengefasst werden. Mit dem Abschluss der Bohrungen kann aber eine erste, wenngleich vorläufige Re-

interpretation der seismischen Profile erfolgen, dies vor allem im Hinblick auf die im Rahmen dieses Projekts neu eingeführte Lithostratigraphie im nördlichen Oberrheingraben.

Sowohl für die Messungen in Viernheim als auch in Heidelberg wurde als Quelle eine Eigenentwicklung eines hydraulischen Vibrators eingesetzt, der speziell für die hochauflösende Untersuchung oberflächennaher Strukturen ausgelegt ist (BUNESS 2007). Der GGA-Vibrator MHV 2.7 erzeugte an jedem Anregungspunkt vier Sweeps von 16 s Länge, die ein lineares Frequenzband von 30 Hz bis 180 Hz umfassten. Die Aufzeichnungslänge lag bei 20 s. Der Anregungs- und Geophonabstand betrug auf den Profilen 1 bis 4 jeweils 10 m, auf den Profilen 5 bis 7 hingegen 5 m. Damit ergeben sich Common Midpoint (CMP) Abstände von 5 m bzw. 2.5 m.

Viernheim

Das mit den beiden Profilen an der Bohrung Viernheim erfasste reflexionsseismische Bild liefert aufgrund der Akquisitionsgeometrie Informationen ab etwa 25 m unter Geländeoberkante (GOK, Abb. 2a). Deutlich zu erkennen sind zwei unterschiedlich mächtige Bereiche mit kräftigen Reflexionsbändern, welche sich mit geringer reflektiven Abschnitten abwechseln. Neben der Quartärmächtigkeit war mit Hinblick auf die Bohrplanung auch das erfasste Störungsmuster von Bedeutung. Auf beiden Profilen konnte ein System von Störungen interpretiert werden, das jedoch fast ausschließlich die Teufenbereich unterhalb von ca. 230 m beeinflusst. Dieser Abschnitt scheint im Vergleich zu den jüngeren Sedimenten tektonisch stärker beansprucht zu sein; nur wenige Störungen können bis in den Teufenbereich kleiner ca. 230 m hinein verfolgt werden. Eine dieser Störungen ist auf Profil 1 jedoch direkt am ursprünglich vorgesehenen Bohrpunkt zu beobachten, sodass dieser aufgrund der reflexionsseismischen Voruntersuchungen um ca. 500 m nach Süden verschoben wurde und letztlich unweit des Kreuzungspunktes der beiden reflexionsseismischen Profile liegt (BUNESS et al. 2008).

Heidelberg

In der Umgebung des Bohrpunktes Heidelberg UniNord zeigt sich insofern ein komplexeres Reflexionsbild, als dass nur wenige Reflektoren über längere Abschnitte durchgehend verfolgt werden können (Abb. 2b). Dies wird als Ausdruck der im Vergleich zu Viernheim höheren Sedimentationsdynamik gesehen, welche sich aus der un-

mittelbaren Nähe zur Einmündung des aus dem Odenwald kommenden Neckars ergibt. Nachdem aufgrund der logistischen Randbedingungen eine Entscheidung für einen Bohrpunkt nördlich des Neckars im Neuenheimer Feld gefallen war, kam dem Profil 3 eine besondere Bedeutung bei der Auswahl des Bohrpunktes zu. Das reflexionsseismische Profil erstreckt sich über eine Länge von gut drei Kilometer von Süden nach Norden. Es beginnt unmittelbar nördlich des Campus im Neuenheimer Feld und reicht im Norden bis fast an die Autobahn A5 heran.

Das Profil 3 zeigt eine deutliche Zunahme der Sedimentmächtigkeiten von Norden nach Süden; dies zugleich für alle reflexionsseismisch abgebildeten Tiefen bis gut 2000 m unter GOK. Die zunehmende Übertiefung in Richtung des Depozentrums des Heidelberger Beckens im Süden ist als Ausdruck einer maximalen Subsidenz in diesem Bereich zu deuten. Die Mächtigkeitszunahme kann nicht mit bedeutsamen Störungen in Verbindung gebracht werden, stattdessen wird sie zum größten Teil durch eine flexurartige Verbiegung der Sedimente erreicht. Die laterale Mächtigkeitszunahme über den gesamten Teufenbereich hinweg

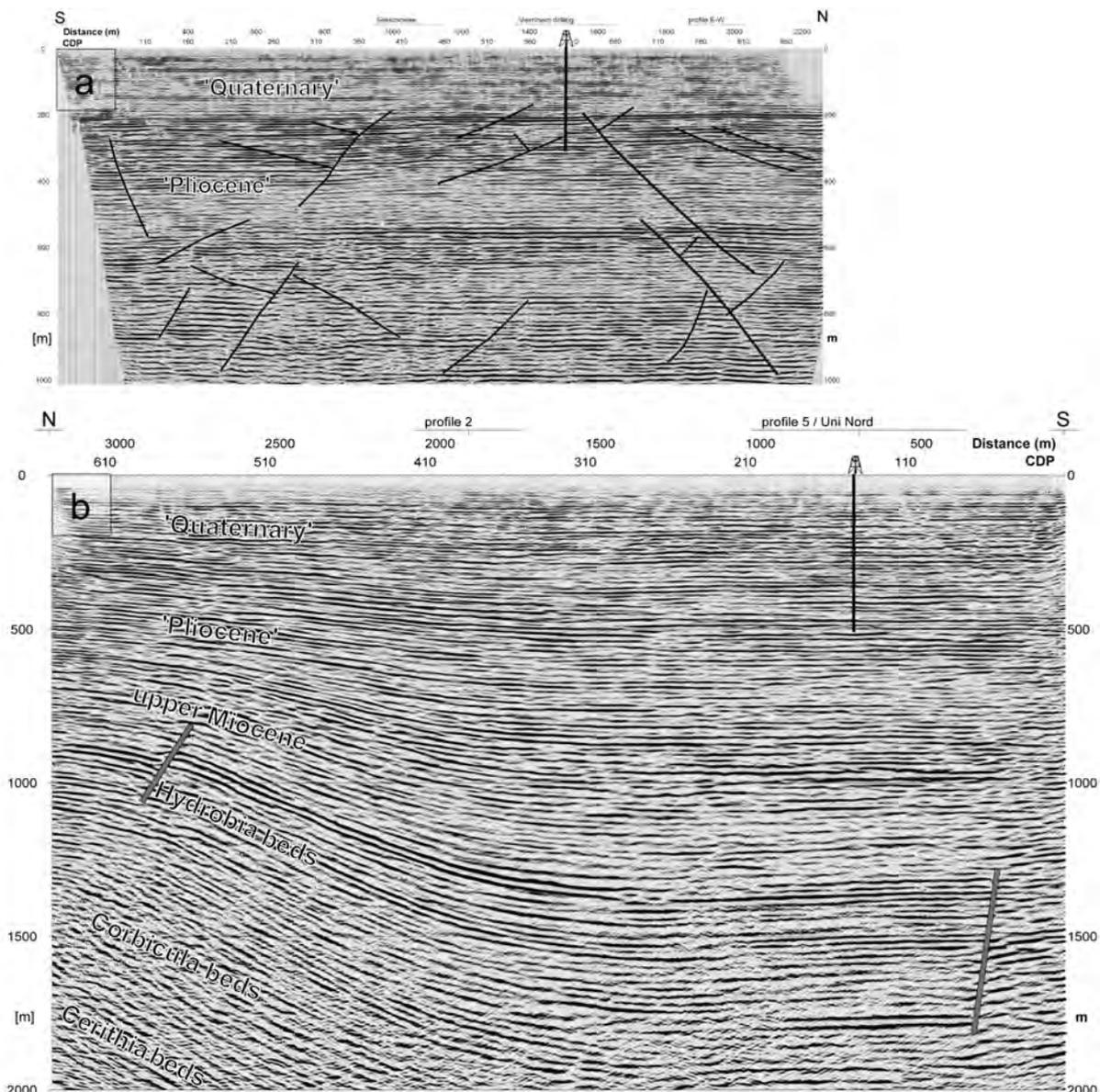


Abb. 2: Reflexionsseismische Profile: (a) Profil 2 in Viernheim und (b) Profil 3 in Heidelberg und deren Interpretation nach BUNESS et al. (2008). In (a) wurde die Unterteilung in „Quaternary“ und „Pliocene“ aufgrund der ersten Bohrergebnisse vorgenommen. In (b) wurde die Interpretation im Vorfeld der Bohrungen auf Grundlage einer zeitgenössischen Bohrbeschreibung einer KW-Bohrung aus den 50er Jahren durchgeführt. Die Bohrtürme markieren die Lage der Forschungsbohrungen. Die Darstellungen sind nicht überhöht, die Maßstäbe beider Profile gleich, das Bezugsdatum beträgt 100 m NN.



impliziert einen synsedimentären Prozess. Entlang von Profil 3 befinden sich signifikante Störungen lediglich an dessen südlichem Ende in größerer Tiefe (> 1000 m) sowie am nördlichen Ende in 800 – 1200 m Tiefe. Ob die südliche Störung mit dem Verlauf des Neckars in Verbindung steht, kann anhand der Datenbasis nicht zweifelsfrei geklärt werden, ihre Fortsetzung zu geringeren Tiefen ist aufgrund der Profilgeometrie nicht möglich.

Die größten Sedimentmächtigkeiten weist das Profil 3 südlich des Common Mid Points (CMP) 300 auf, ohne dass in diesem Abschnitt noch signifikante Mächtigkeitsschwankungen beobachtet werden können. Damit lag hier, vor dem Hintergrund der Projektziele, der optimale Bohransatzpunkt, da er die beste zeitliche Auflösung in den Bohrungen erwarten ließ. In den seismischen Profilen bilden sich zudem keine Störungen ab, die auf eine Beeinflussung des Sedimentationsgeschehens und damit auf einen möglichen Informationsverlust bei der Bohrung hindeuten. Konkordante Schichtlücken infolge von großräumigen Erosionsprozessen, fehlendem Ablagerungsraum oder reduziertem Sedimenteintrag können dagegen von der Reflexionsseismik nicht abgebildet werden.

Für die Planung der Bohrung Heidelberg UniNord war zunächst die Quartärbasis entscheidend, welche bei ca. 450 m gesehen wurde (s. Abb. 2b). Die vorläufige Interpretation der seismischen Profile erfolgte unter Verwendung von Kenntnissen aus einer KW-Bohrung und war mit zahlreichen Unsicherheiten behaftet (BUNESS et al. 2008).

Auf den beiden zusätzlich beobachteten Querprofilen 2 und 5 (Lage s. Abb. 1) lässt sich ein Einfallen der Sedimente zur östlichen Hauptstörung des Oberrheingrabens hin beobachten, welche durch das Profil 2 zwei auch erreicht wird. Damit sind die maximalen Sedimentmächtigkeiten tatsächlich unmittelbar am Grabenrand nördlich des Neckars zu beobachten.

3 Vertikalseismische Profile und seismische Fazies

Sowohl an der Bohrlokation Heidelberg als auch in Viernheim wurde jeweils ein vertikales seismisches Profil (VSP) vermessen, wofür eine digitale 3-Komponenten-Sonde für die Registrierung zur Verfügung stand. Die Anregung erfolgte mit dem gleichen Gerät und mit den gleichen Parametern

wie bei den Profilmessungen, um eine möglichst gute Vergleichbarkeit mit den Reflexionsprofilen an der Oberfläche sicherzustellen. Eine Abweichung der Signale voneinander ist dennoch oft im oberflächennahen Bereich zu beobachten, und durch unterschiedliche Frequenzinhalte (Verminderung der Frequenzen durch den doppelten Laufweg bei der Oberflächenseismik) und unterschiedliche Reflexionswinkel (großer Offsetbereich und Mittelung bei der Oberflächenseismik) sowie Inhomogenitäten im Bereich oberhalb der Reflexionspunkte zu begründen.

Viernheim

In Viernheim konnte mit 3 Messkampagnen der Bereich von 220 m – 6 m unter GOK in 4 m Abständen registriert werden. Der unterste Bereich des Bohrloches (ab 230 m) kollabierte bevor weitere VSP-Messungen stattfinden konnten. Der Bereich von 16–60 m wurde dabei gegenüber den übrigen VSP-Experimenten abweichend mittels einer im LIAG entwickelten Impulsquelle („SISSY“, BUNESS et al. 2000) angeregt. Die Daten sind ebenfalls von sehr guter Qualität (Abb. 3). Die Intervallgeschwindigkeiten liegen mit Werten zwischen 1600 m/s und 1900 m/s deutlich niedriger als diejenigen in Heidelberg, hierin ist der verringerte Anteil der relativ grobklastischen Neckarsedimente an dieser mehr distalen Lokation abzulesen.

Wenngleich in der Bohrung Viernheim die VSP-Sonde nur bis zu einer Teufe von 220 m eingesetzt werden konnten, liefern die Messungen aufgrund des reflektierten Wellenfeldes auch detaillierte Informationen aus größeren Tiefen. Die Korridor-Stapelung ist bis zu einer Teufe von ca. 1000 m unter GOK interpretierbar und reicht damit über die Endteufe der Bohrung von 350 m hinaus.

Ähnlich wie die reflexionsseismischen Profilmessungen weisen auch die VSP-Messungen – insbesondere oberhalb von 350 m Tiefe – wechselnd Abschnitte erhöhter und verringerter Reflektivität aus. Der Vergleich mit den Bohrergebnissen zeigt, dass kräftige Reflexionen mit den neu eingeführten lithostratigraphischen Einheiten korreliert werden können. Sowohl die Basis der Viernheim-Formation bei 225 m als auch die der Ludwigshafen-Formation bei 77 m lassen sich mit Signalen im VSP in Verbindung bringen, wobei allerdings jeweils keine einzelne Reflexion zu beobachten ist, sondern vielmehr eine Abfolge von solchen. Der kräftigste Reflektor in den VSP-Messungen bildet sich bei 228 m Teufe unter GOK aus, darüber folgen zwei weitere Reflexionen etwas geringerer Amplitu-

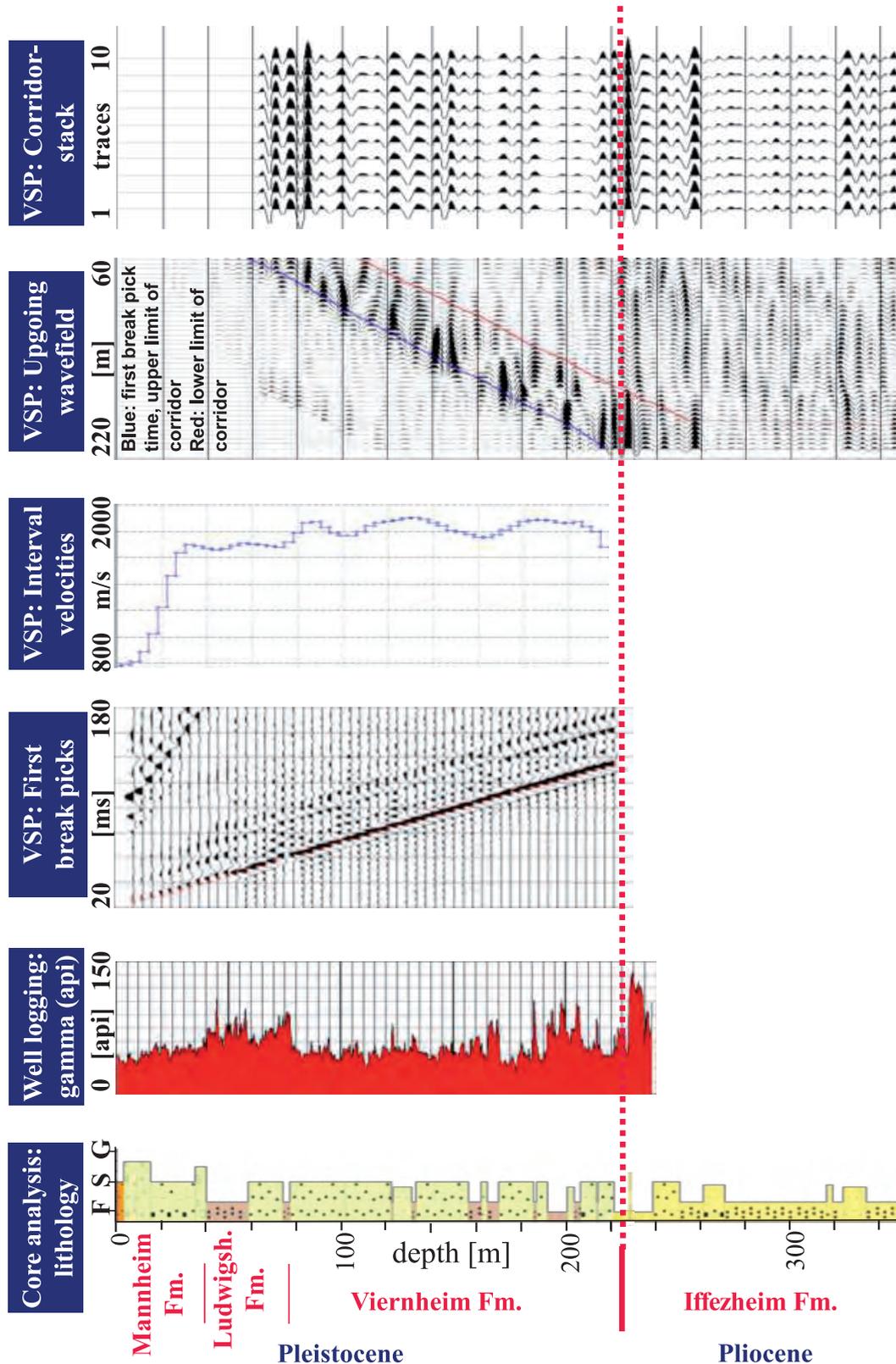


Abb. 3: Lithologie nach Kernansprache (HOSELMANN 2008), Gamma-Log (nach HUNZE et al. 2012) und Ergebnisse der VSP Messungen in der Bohrung Viernheim. Die lithostratigraphischen Einheiten sind als Ergebnis des Bohrprojektes im Heidelberger Becken neu eingeführt worden. Die VSP Messungen oberhalb von 60 m wurden mit einer Impulsquelle anstelle eines Vibrators durchgeführt; wegen der abweichenden Signalform sind diese Registrierungen nicht mit in die Berechnung des aufwärts laufenden Wellenfeldes übernommen worden.



de. Dieses hochfrequente Signal wird durch den Wechsel der Sedimentation beim Übergang von der Viernheim- zur Iffezheim-Formation hervorgerufen. Die Basis der Ludwigshafen-Formation bildet sich dagegen in der mittleren der obersten drei beobachteten Reflexionen ab. Ob sich auch die Mannheim-Formation durch die seismischen Messungen erfassen lässt, kann aufgrund des VSP nicht ermittelt werden, da VSP Reflexionen erst ab gut 60 m unter GOK vorliegen.

Die Reflektivität an der Basis der Viernheim-Formation und der Basis der Ludwigshafen-Formation kann mit einem Wechsel im Korngrößenspektrum der Sedimente begründet werden. Die Viernheim-Formation startet mit einer Groblage von Sedimenten, die das Hangende der deutlich feinkörniger ausgeprägten Iffezheim-Formation darstellen. Bezüglich des sedimentären Liefergebietes zeichnet sich die Viernheim-Formation dadurch aus, dass hier das alpine Liefergebiet deutlich zum Vorschein kommt, während sich die Iffezheim-Formation durch Sedimente lokaler Provenienz auszeichnet. Eindeutige Hinweise hierauf ergeben die Schwermineralverteilungen (HOSELMANN 2008).

Die Formationsgrenzen können auf das über die Bohrung führende, in N-S Richtung verlaufende Profil 2 (Abb. 4) übertragen werden. Das Profil wurde dazu mithilfe der VSP-Geschwindigkeiten vom Zeitbereich in den Tiefenbereich konvertiert und eine statische Korrektur für eine optimale Anpassung an die VSP-Daten vorgenommen. Profil 2 erlaubt eine Unterscheidung der Eigenschaften der seismischen Reflexionen in die folgenden Einheiten:

- I) Mannheim-Formation (bis 40 m Tiefe): Wegen der geringen Tiefe kann keine Aussage getroffen werden.
- II) Ludwigshafen-Formation (40–77 m): Gezeichnet durch eine Vielzahl von hochfrequenten, meist parallelen Reflektoren, die über längere Distanzen (>500 m) zu erkennen sind, aber oft unterbrochen sind und einen unruhigen Verlauf aufweisen. Die Formation schließt mit einem Reflektor ab, der über den gesamten Profilverlauf zu korrelieren ist.
- III) Viernheim-Formation (77–225 m): Diese kann in drei Abschnitte aufgeteilt werden:
 - a) oberer Teil (77–125 m): Große Amplituden, niederfrequenter als im Hangenden, Kontinuität und Parallelität der Reflektoren sind ebenfalls etwas verringert.

- b) mittlerer Teil (125–165 m): Geringe Amplituden, nur teilweise paralleler und ruhiger Verlauf der Reflektoren, gut durch einen Reflektor zum Liegenden abzutrennen.

- c) unterer Teil (165–225 m): Geringe Amplituden, Lagerung meist parallel und ruhiger als im Hangenden. Abgrenzung durch einen Reflektor zum Liegenden sehr gut möglich.

IV) Iffezheim –Formation (ab 225 m): Bis 500 m Tiefe sind drei Unterteilungen erkennbar:

- a) oberer Teil (225–380 m): starke Amplituden, mäßige Kontinuität. Abgrenzung zum Liegenden schwierig.
- b) mittlerer Teil (380–450 m): mäßige Amplitude, gute Kontinuität, meist parallel.
- c) unterer Teil: (ab 455 m): geringe Amplituden, geringe Kontinuität, niedrige Frequenz.

Heidelberg

In Heidelberg konnte in zwei Messkampagnen (72–32 m, 180–76 m) der Tiefenbereich zwischen 32 und 180 m in der Bohrung UniNord I in 4 m Abständen vermessen werden. Oberhalb von 32 m waren Messungen durch die Stahlverrohrung nicht möglich; technische Defekte verhinderten eine Messung in der tiefen Bohrung Heidelberg UniNord II. Die Datenqualität ist sehr gut, die Ersteinträge können sicher bestimmt werden (Abb. 5); die Intervallgeschwindigkeiten schwanken, von einer oberflächennahen Niedriggeschwindigkeitszone abgesehen, zwischen 1900 m/s und 2300 m/s. Dabei ist eine Korrelation der Geschwindigkeiten mit der Verteilung von gröberen und feineren Sedimentanteilen gut zu erkennen: Die gröberen Sedimente, die vom Neckar in diesen Sedimentationsraum getragen wurden, weisen eine höhere Geschwindigkeit auf.

Die mit den VSP-Messungen in der Bohrung Heidelberg UniNord abgebildeten Reflektoren lassen sich weniger eindeutig mit lithostratigraphischen Grenzen korrelieren. Aufgrund der höheren Sedimentationsdynamik im Raum Heidelberg, bedingt durch die Sedimentfracht und zugleich auch zeitweise erodierende Wirkung des Neckars, finden sich bis in Tiefen von 500 m durchweg eine Vielzahl von Reflexionen in der Korridor-Stapelung. Die Basis der Viernheim-Formation bildet sich in 300 m Teufe unter GOK deutlich ab. Ähnlich wie in Viernheim drückt sie sich durch ein hoch-

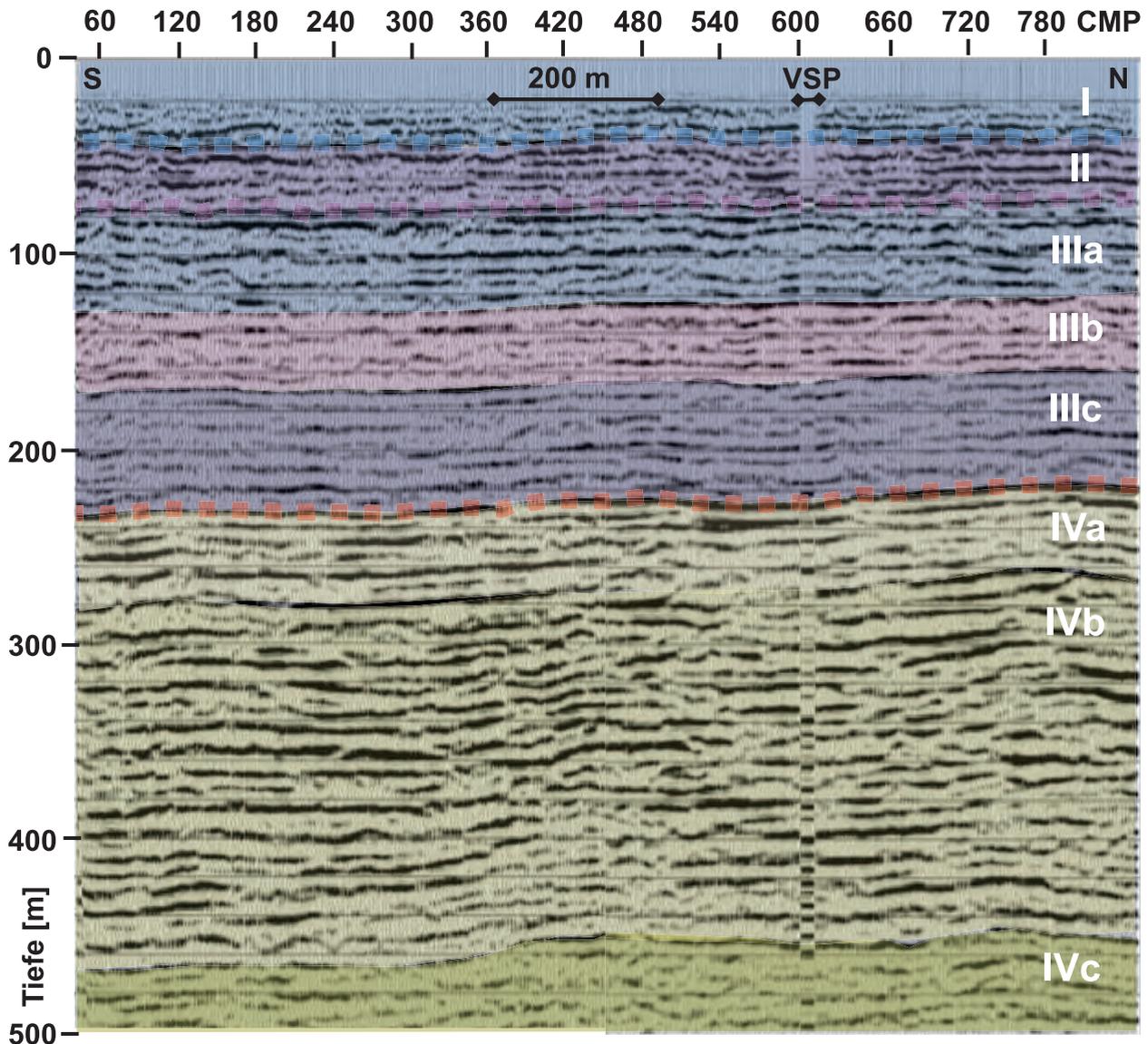


Abb. 4: Profil 2 bei Viernheim mit dem Korridorstack des VSP, eingefügt bei CMP 600, vgl. Abb. 3. Die Lage der Grenzen der lithostratigraphischen Einheiten (I Mannheim-Formation, II Ludwigshafen-Formation, III Viernheim-Formation, IV Iffezheim-Formation) sind dem VSP entnommen und auf das Profil 2 übertragen. Die Unterteilung in seismische Faziesbereiche (IIIa–IIIc, IVa–IVc) wurde auf Grundlage dieses Profils unternommen. Die Darstellung ist vierfach überhöht, die Bezugshöhe ist gleich der Ansatzhöhe der Bohrung (96,8 m NN).

frequentes Signal mit großer Amplitude aus. Dagegen gehen die Basis der Ludwigshafen-Formation bei 126 m unter GOK und der Mannheim-Formation bei 56 m unter GOK mit Reflexionen einher, die sich gegenüber vielen anderen Reflexionen im Bereich zwischen 50 m und 255 m nicht markant abheben.

Die Formationsgrenzen können nun mithilfe des kurzen Profils 5 (Abb. 6) auf das ca. 3 km in N-S Richtung verlaufende Profil 3 (Abb. 7) übertragen werden. Profil 3 erlaubt eine Unterscheidung der Eigenschaften der seismischen Reflexionen in die folgenden Einheiten:

I) Mannheim-Formation (bis 56 m Tiefe): Wegen der geringen Tiefe kann keine Aussage getroffen werden.

II) Ludwigshafen-Formation (56–126 m): Gekennzeichnet durch eine Vielzahl von hochfrequenten, meist parallelen Reflektoren, die über längere Distanzen (<500 m) zu erkennen sind, aber oft unterbrochen sind und einen unruhigen Verlauf aufweisen. Die Formation schließt mit einem Reflektor ab, der über den gesamten Profilverlauf zu korrelieren ist, im Norden stärker als im Süden.

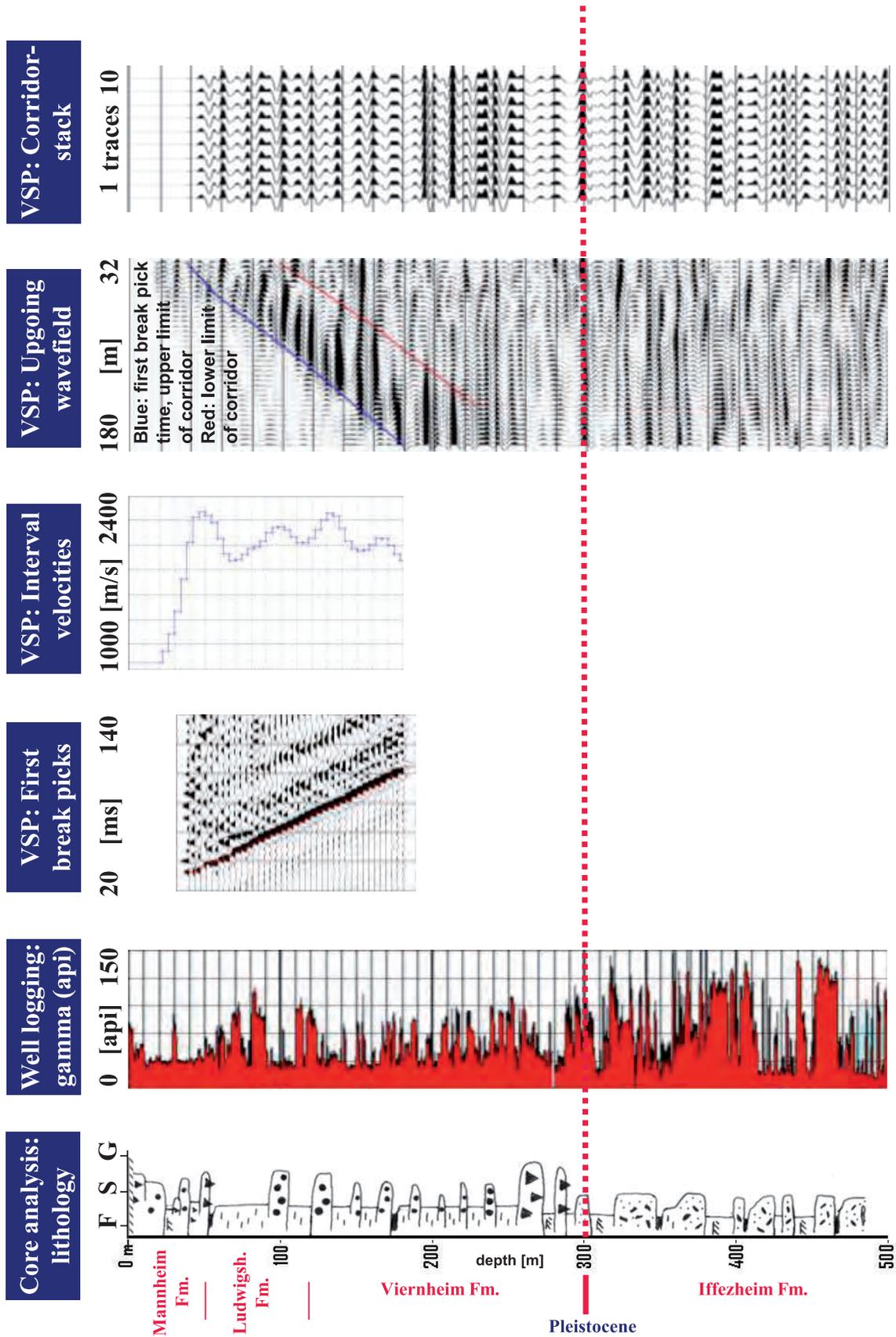


Abb. 5: Lithologie nach Kernansprache (ELLWANGER et al. 2008), Gamma-Log (nach HUNZE et al. 2012) und Ergebnisse der VSP Messungen in der Bohrung Heidelberg. Die lithostratigraphischen Einheiten sind als Ergebnis des Bohrprojektes im Heidelberger Becken neu eingeführt worden.

III) Viernheim-Formation (126–300 m): Diese kann in drei Abschnitte aufgeteilt werden:

a) oberer Teil (126–180 m): Frequenz ist geringer als im Hangenden, Kontinuität und Parallelität der Reflektoren sind ebenfalls geringer, die Amplitude stärker. Im N-Teil des Profils gut durch einen durchgängigen Reflektor zum Liegenden abzutrennen.

b) mittlerer Teil (180–240 m): Durchweg parallel und ruhiger Verlauf der Reflektoren, bis auf den Bereich CMP 280–380, wo die Reflektoren stellenweise eine eher chaotische Verteilung zeigen (störungsbedingt?). Auf dem gesamten Profil gut durch einen Reflektor zum Liegenden abzutrennen.

c) unterer Teil (240–300 m): Starke Amplituden, niederfrequent, Lagerung meist parallel und ruhiger als im Hangenden, wiederum bis auf den Bereich CMP 280–380. Abgrenzung durch einen Reflektor zum Liegenden meist möglich, im N-Teil schwierig.

IV) Iffezheim –Formation (ab 300 m): Bis 500 m Tiefe ist eine Unterteilung erkennbar:

- a) schwache Amplituden, geringe Kontinuität, subparallel. Abgrenzung zum Liegenden durch einen starken Reflektor im S-Teil des Profils.
- b) starke Amplitude, mäßige Kontinuität, meist parallel

4 Diskussion und Schlussfolgerungen

Die Reflexionen aus den Korridor-Stapelungen können an beiden Lokationen mithilfe einer Kreuzkorrelation eindeutig denjenigen der Oberflächenseismik zugeordnet werden. Da die Tiefe der VSP Reflexionen exakt bekannt ist, führt dies zu einer statischen Korrektur aller Seismik - Profile, die Schnittpunkte mit dem nahe an den Bohrungen vorbeiführenden Profilen aufweisen. Damit ist eine Ankopplung der Oberflächenseismik an die Bohrungen gegeben und die aufgrund der Kernbearbeitung neu definierten lithostratigraphischen Einheiten lassen sich in der Reflexionsseismik interpretieren.

Aufgrund der Bohrergebnisse ist bekannt, dass die Basis der Viernheim-Formation im Heidelberger Becken diachron verläuft. In Viernheim fällt sie nach vorläufigen Interpretationen mit der chrono-

stratigraphischen Quartärbasis zusammen. Eine solche Übereinstimmung ist ebenfalls für Bohrungen in Ludwigshafen aufgrund vorliegender biostratigraphischer Untersuchungen dokumentiert (KNIPPING 2008, WEIDEFELLER & KNIPPING 2008). An der Lokation Heidelberg UniNord dagegen fällt die Basis der Viernheim-Formation zeitlich in das Eburonium (ELLWANGER et al. 2008). Sedimentologisch zeichnet sich die Viernheim-Formation durch das erstmalige Auftreten von Sedimenten alpiner Provenienz aus, die generell einen höheren Anteil gröberer Materials enthalten. Dieser Übergang geht mit einem Anstieg der seismischen Ge-

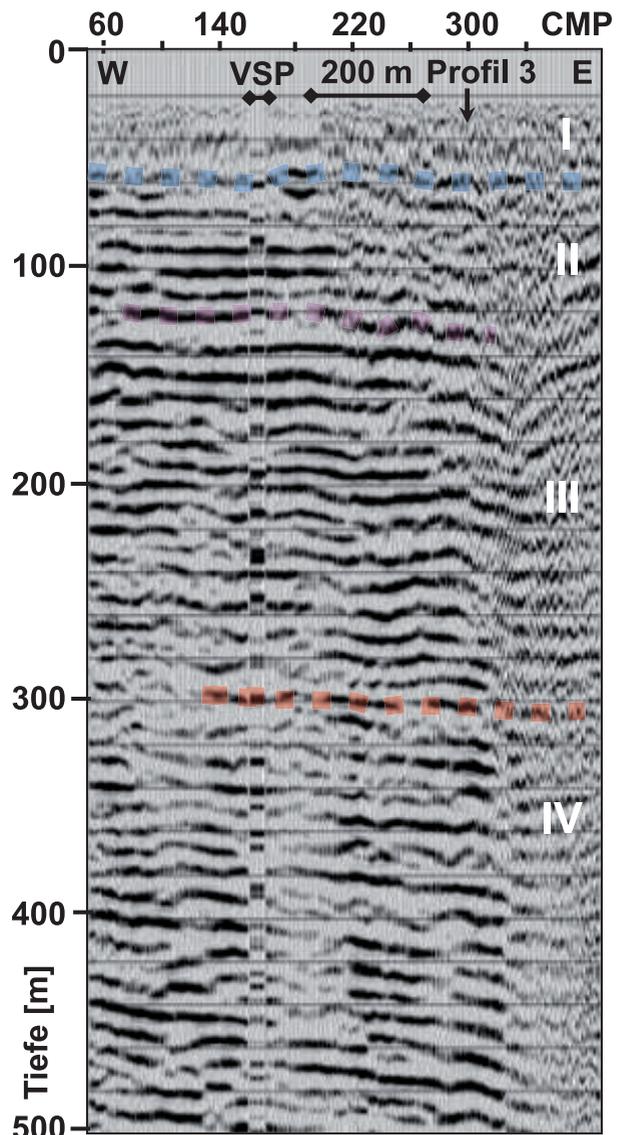


Abb. 6: Profil 5 in Heidelberg mit Korridorstack des VSP, eingefügt bei CMP 165, vgl. Abb. 4. Die Lage der Grenzen der lithostratigraphischen Einheiten (I Mannheim-Formation, II Ludwigshafen-Formation, III Viernheim-Formation, IV Iffezheim-Formation) sind dem VSP entnommen und auf das Profil 5 übertragen. Die Darstellung ist vierfach überhöht, die Bezugshöhe ist gleich der Ansatzhöhe der Bohrung (107,5 m NN).



schwindigkeiten einher, wie anhand der aus den Stapelgeschwindigkeiten abgeleiteten Intervallgeschwindigkeiten auf der gesamten Länge des Profils 3 erkennbar ist (BUNESS et al. 2008).

Die Basis der Ludwigshafen-Formation ist sowohl in den seismischen Profilen bei Viernheim als auch in Heidelberg zu erkennen (Abb. 4 und 7). In Viernheim lässt sie sich als durchgehender Reflektor in den seismischen Profilen identifizieren, wobei nur geringe Mächtigkeitsschwankungen auftreten. Im Bereich der Bohrung Heidelberg UniNord definiert der mit der Basis der Ludwigshafen-Formation in Verbindung gesetzte Reflektor einen der wenigen Reflektoren, die sich über längere laterale Abschnitte durchgehend verfolgen lassen. Von der Bohrlokation bis zum nördlichen Ende des Profils 3 steigt er um etwa 40 m an. Das ist mit der Lithofazies der Ludwigshafen-Formation zu erklären; diese setzt mit Seesedimenten ein, die eine längere laterale Erstreckung nahe legen.

Wenngleich die Mannheim-Formation aufgrund des Bohrungsausbaus in den VSP Messungen nur an der Lokation Heidelberg UniNord identifiziert werden kann (Abb. 5), ist es möglich, diese lithostratigraphische Grenze ebenfalls in den reflexionsseismischen Profilen zu interpretieren (Abb. 4 und 7). Aufgrund ihrer sehr oberflächennahen Lage ist sie in den Daten jedoch teilweise schwer zu verfolgen.

Die seismische Fazies der lithostratigraphischen Einheiten lässt generell Gemeinsamkeiten für die beiden untersuchten Lokationen erkennen, jedoch auch einige Abweichungen: Die Ludwigshafen-Formation ist in beiden Fällen durch hochfrequente, lateral über längere (>500 m) Strecken korrelierbare, parallel verlaufende, aber z. T. unterbrochene Reflektoren gekennzeichnet. Die Viernheim-Formation lässt sich beides mal in drei Teilbereiche gliedern, die insgesamt gegenüber dem Hangenden nieder frequenter sind und mit zunehmender Tiefe eine ruhigere und stärker

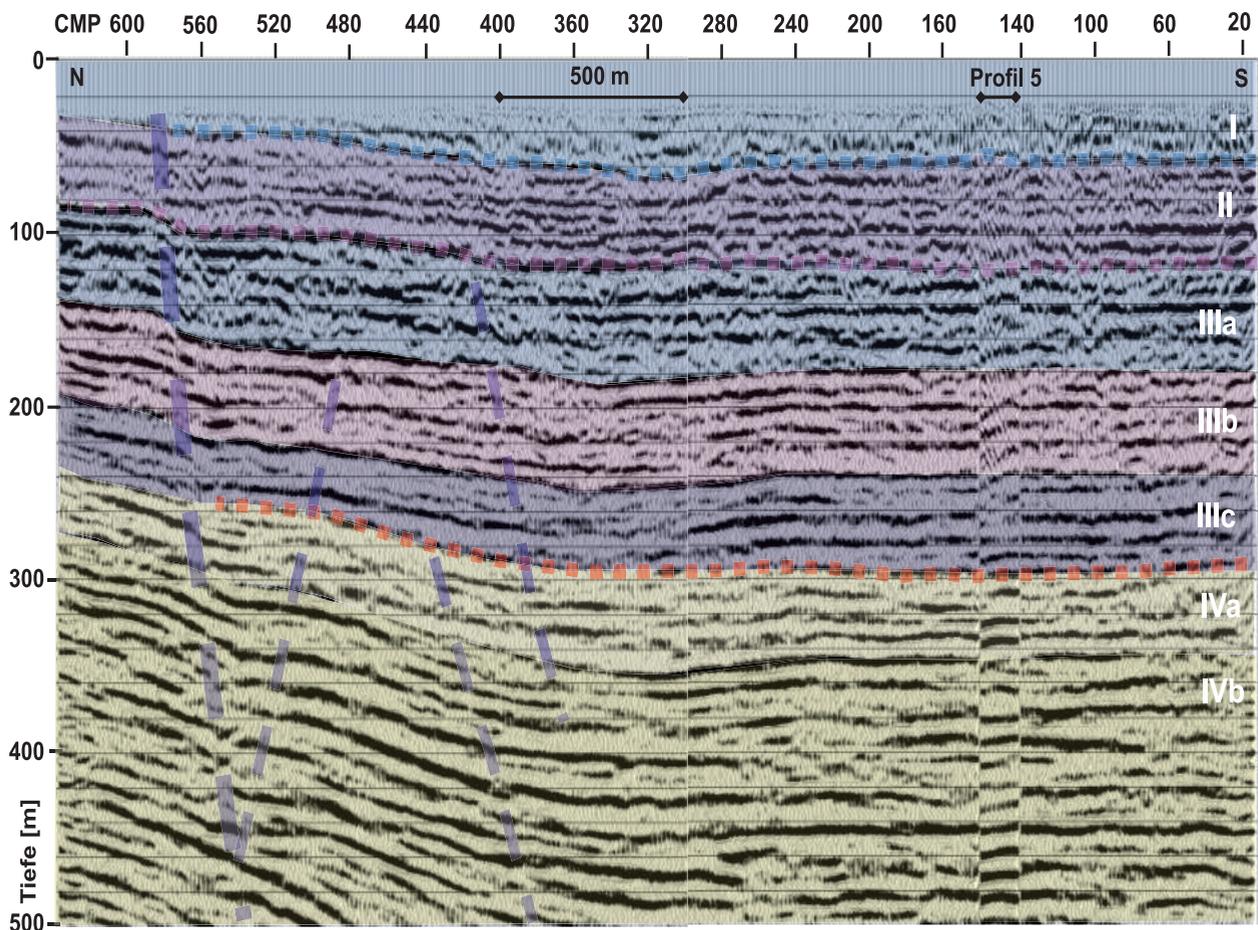


Abb. 7: Profil 3 bei Heidelberg mit einem Teilstück (20 CMP) des Profils 5, eingefügt bei CMP 141, vgl. Abb. 6. Die Lage der Grenzen der lithostratigraphischen Einheiten (I Mannheim-Formation, II Ludwigshafen-Formation, III Viernheim-Formation, IV Iffezheim-Formation) sind vom Profil 5 auf dieses Profil übertragen. Die Unterteilung in seismische Faziesbereiche (IIIa–IIIc, IVa–IVb) wurde auf Grundlage dieses Profils unternommen. Die Darstellung ist vierfach überhöht, die Bezugshöhe ist gleich der Ansatzhöhe der Bohrung (107,5 m NN).

parallele Lagerung anzeigen. Als Unterschied ist festzuhalten, dass die Amplituden an der Lokation Viernheim mit größerer Tiefe zunehmen, dies ist an der Lokation Heidelberg nicht der Fall. Die Iffezheim-Formation zeigt beides mal eine geringere Kontinuität gegenüber dem Hangenden auf. An der Lokation Heidelberg besitzt der obere Teil der Iffezheim-Formation geringere Amplituden, was in Viernheim nicht zu beobachten ist.

Insgesamt ist die Seismik in der Lage, die neu definierten lithostratigraphischen Einheiten in ihrer räumlichen Lage abzubilden. Im Gebiet der Neckarmündung bei Heidelberg ist aufgrund des eher inhomogenen Reflexionsbildes ihre sichere Identifikation aber nur durch zusätzliche Informationen möglich. In Viernheim dagegen besteht die Möglichkeit, sowohl die Basis der Viernheim-Formation als auch die Basis der Ludwigshafen-Formation anhand ihrer Darstellung in den reflexionsseismischen Profilen zu identifizieren. Grundsätzlich können die Auflösung und die Abbildung dieser lithostratigraphischen Grenzen durch eine bessere, auf oberflächennahe Strukturen ausgerichtete Akquisitionsgometrie und eine entsprechende Datenprozessierung weiter verbessert werden. Die hier diskutierten Messungen wurden speziell im Hinblick auf mögliche Störungssysteme sowie die Erfassung der Quartärbasis durchgeführt.

Für die Umgebung der Bohrlokation Heidelberg UniNord lassen sich durch die reflexionsseismischen Messungen keine Störungen belegen, die das gesamte Plio-/Pleistozän erfassen; stattdessen ergibt sich die hohe Sedimentmächtigkeit im Beckenzentrum durch eine flexurartige Überbetiefung der Sedimente. Damit bietet die Bohrung Heidelberg UniNord beste Voraussetzungen, die Projektziele zu erreichen – die erbohrten Sedimente zeigen eine hohe zeitliche Auflösung und die Sedimentsukzession ist in Relation zu anderen Lokationen im Oberrheingraben eher vollständig. Zeitliche Hiaten können trotzdem auftreten. Der dadurch auftretende Informationsverlust kann aber möglicherweise durch die Bohrungen in Ludwigshafen und Viernheim kompensiert werden.

Bei der weiteren Interpretation der seismischen Daten, vor allem auch im Hinblick auf detaillierte Modellierungen zur Beckengenese und zur Subsidenzgeschichte (TANNER et al. 2010), ist zu beachten, dass die seismischen Reflektoren oftmals keine chronostratigraphischen Grenzen beschreiben, sondern diachron verlaufen können. Daher kommt der Berücksichtigung fester Zeitmarken aus chronologischen, biostratigraphischen und ggf. auch magnetostratigraphischen Untersuchungen eine besondere Bedeutung zu.

5 Ausblick

Weiterführende Arbeiten sollen sich mit der oben angesprochenen Beckenmodellierung befassen, um einen vertieften Einblick in die Beckenentwicklung zu liefern. Dabei ist zwischen der tektonisch induzierten Subsidenz und der Bereitstellung von Akkumulationsraum durch die Kompaktion älterer sedimentärer Einheiten zu differenzieren. Um ein solches Beckenmodell zu entwickeln, müssen neben den hier diskutierten eigenen reflexionsseismischen Messungen auch Daten der Kohlenwasserstoffindustrie hinzugezogen werden, um die Strukturen im Heidelberger Becken großräumig erfassen zu können. Ein Reprocessing der Industriedaten ist notwendig, da ihr Fokus auf tieferen Strukturen lag. Die Erfahrung hat gezeigt, dass sie Informationen über den oberflächennahen Bereich enthalten können, die aber erst durch eine optimierte Datenbearbeitung sichtbar werden.

Ein Versuch einer Erstellung einer seismischen Faziesanalyse für neogene Sedimente im Oberrheingraben wurde aufgrund der Flussseismik von HAIMBERGER et al. (2005) und WIRSING et al. (2007) unternommen, sie stellten eine häufige laterale Änderung der seismischen Fazies fest. Ein zusammenfassender Vergleich der unterschiedlichen seismischen Faziesausprägungen gleicher lithostratigraphischer Einheiten sowie deren sedimentologischer Zusammenhang steht noch aus.

Dank

Wir bedanken uns bei Frau Dr. Ulrike Wielandt-Schuster und Herrn Dr. Christian Hoselmann für die Diskussion der geologischen Interpretation der seismischen Profile. Für die gute Qualität der Messdaten danken wir außerdem unseren Kollegen Stefan Cramm, Günther Druivenga, Thomas Grelle, Siegfried Grüneberg, Eckhardt Großmann, Ferdinand Hölscher, Walter Rode, Detlef Vogel und Wolfgang Weitmüller.



Literatur

- BARTZ, J. (1951): Revision des Bohr-Profiles der Heidelberger Radium-Sol-Therme. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., **33**: 101-125.
- BARTZ, J. (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrhein-graben. – In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (eds.): Approaches to Taphrogenesis, Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific report No. 8: 78-87, Stuttgart (Schweizerbart).
- BUNESS, H., DRUIVENGA, G. & WIEDERHOLD, H. (2000): SISSY – eine tragbare und leistungsstarke seismische Energiequelle. – Geol. Jb., **E52**: 63-88; Hannover.
- BUNESS, H. (2007): Improving the processing of vibroseis data for very shallow high-resolution measurements. – Near Surface Geophysics, **5** (3): 173-182.
- BUNESS, H., GABRIEL, G. & ELLWANGER, D. (2008): The Heidelberg Basin drilling project: Geophysical pre-site surveys. – In: GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (eds.), The Heidelberg Basin Drilling Project. – E & G, Quatern. Sci. J., **57** (3/4): 338-366.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., HOSELMANN, C., LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & WEIDENFELLER, M. (2005). The Heidelberg Drilling Project (Upper Rhine Graben, Germany). – Quaternaire, **16** (3): 191-199; Paris.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, O.R., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J., HEINZ, J. (2008): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – In: GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (eds.), The Heidelberg Basin Drilling Project. Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal), **57** (3/4): 316-338.
- FEZER, F. (1997): 220 m Altpleistozän im ‚Heidelberger Loch‘. – E & G, Quatern. Sci. J., **47**: 145-153.
- GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (2008): Preface: The Heidelberg Basin Drilling Project. – In: GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (eds.), The Heidelberg Basin Drilling Project. – E & G, Quatern. Sci. J., **57** (3/4): 253-260.
- GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C., WEIDENFELLER, M., WIELANDT-SCHUSTER, U. & The Heidelberg Basin Project Team (im Druck): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): A unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – Quaternary International, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044>.
- HAIMBERGER, R., HOPPE, A. & SCHÄFER, A. (2005): High-resolution seismic survey on the Rhine River in the northern Upper Rhine Graben. – In: BEHRMANN, J. H., ZIEGLER, P. A., SCHMID, S. M., HECK, B. & GRANET, M. (eds.): EUCOR-URGENT Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics. – Special Issue, International Journal of Earth Sciences, **94** (4): 657-668.
- HOSELMANN, C. (2008): The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the Northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany). – In: GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (eds.), The Heidelberg Basin Drilling Project. – E & G, Quatern. Sci. J., **57** (3/4): 286-315.
- HUNZE, S., BAUMGARTEN, H. & WONIK, T. (2012): Zyklusstratigraphie der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord und Korrelation lithostratigraphischer Formationen im Heidelberger Becken aus Bohrlochmessungen – LGRB-Informationen, **26**: 181-194 (dieser Band).
- KNIPPING, M. (2008): Early and Middle Pleistocene pollen assemblages of deep core drillings in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherlands Journal of Geosciences, **87**(1): 51-65.
- MARTINI, M. (2010): Retrodeformation des Heidelberger Beckens. – Diplomarbeit, Universität Hannover: 82 S.
- SALOMON, W. (1927): Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihre geologischen Verhältnisse. – Abh. Heidelberger Akad. Wiss., **14**: 105 S.
- TANNER, D.C., MARTINI, N., BUNESS, H., GABRIEL, G. & KRAWCZYK, C.M. (2010): The Heidelberg Basin Drilling Project - basin analysis. – Geophys. Res. Abstr., **12**: EGU2010-7773.
- WEIDENFELLER, M. & KNIPPING, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – In: GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (eds.), The Heidelberg Basin Drilling Project. – E & G, Quatern. Sci. J., **57** (3/4): 270-285.
- WIRSING, G., LUZ, A., ENGESESSER, W., KOCH, A. mit Gastautoren ELSASS, P. & PERRIN, J. (2007). Hochauflösende Reflexionsseismik auf dem Rhein und dem Rheinseitenkanal zwischen Mannheim und Rheinfelden. – LGRB-Fachberichte, **01/07**: 60 S.; Freiburg i.Br.

Internetreferenzen

- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., HOSELMANN, C., WEIDENFELLER, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2010a): Mannheim-Formation. – In: LithoLex [Online-database], Record No. 1000011, letzte Aktualisierung: 03-11-2010. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. <http://www.bgr.bund.de/litholex> (letzter Zugriff 13-01-2012).
- ELLWANGER, D., GRIMM, M., HOSELMANN, C., HOTTENROTT, M. & WEIDENFELLER, M., WIELANDT-SCHUSTER, U. (2010b): Iffezheim-Formation. – In: LithoLex [Online-database], Record No. 1000014, letzte Aktualisierung: 03-11-2010. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. <http://www.bgr.bund.de/litholex> (letzter Zugriff 13-01-2012).
- HOSELMANN, C., ELLWANGER, D., GABRIEL, G., WEIDENFELLER, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2010): Viernheim-Formation. – In: LithoLex [Online-database], Record No. 1000013, letzte Aktualisierung: 03-11-2010. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. <http://www.bgr.bund.de/litholex> (letzter Zugriff 13-01-2012).
- WEIDENFELLER, M., ELLWANGER, D., GABRIEL, G., HOSELMANN, C. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2010): Ludwigshafen-Formation. – In: LithoLex [Online-database], Record No. 1000012, letzte Aktualisierung: 02-11-2010. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. <http://www.bgr.bund.de/litholex> (letzter Zugriff 13-01-2012).





LGRB-Informationen	26	S. 211 – 216	2 Abb.	1 Tab.	Freiburg i. Br. Dez. 2012
--------------------	----	--------------	--------	--------	------------------------------

Kurzmitteilung zum möglichen Bohrfad der Radium-Sol-Therme (Heidelberg)

EDGAR NITSCH, ISABEL RUPF & HEIKO ZUMSPREKEL

Das 1022 m tiefe Bohrloch der Radium-Sol-Therme in Heidelberg wurde 1913 begonnen und, nach einer mehr als eineinhalbjährigen Unterbrechung, noch während des Ersten Weltkriegs im Herbst 1918 fertig gestellt (SALOMON 1927). Da in der Bohrung annähernd 400 m mächtiges „Diluvium“ (Pleistozän) festgestellt wurde, war schon bald darauf unter Geologen von einem „Heidelberger Loch“ als kleinräumigem Spezialbecken die Rede, das mit einer negativen Schwereanomalie zwischen Heidelberg und Mannheim in Verbindung gebracht werden konnte (CLOSS 1943).

Die erste geologische Bearbeitung der Bohrproben unternahm Wilhelm SALOMON, Direktor des Geologischen Instituts der Universität Heidelberg, auf dessen Anraten die Stadt Heidelberg die Tiefbohrung hatte abteufen lassen. Nach Aufnahme der Bohrproben, unter Mitwirkung seiner Assistenten Carl BOTZONG und Serge VON BUBNOFF, kam SALOMON (1927) zu dem Schluss, die Bohrung habe unter „Diluvium“ und jüngerem Tertiär in 808 m Tiefe Buntsandstein erreicht. In den folgenden 120 Bohrmeter wurden mehrere bis zu 76 cm lange Kernstrecken typischen Buntsandsteins erbohrt. Da unterhalb von 929 m Teufe jedoch wieder gering verfestigte Sedimente angefahren wurden, die SALOMON dem Tertiär des Oberrheingrabens zuordnete, deutete er den oberen Teil des Profils als Randscholle, die tektonisch auf das Tertiär im Grabeninneren aufgeschoben worden sei (Abb. 1, Tab. 1). Den Grabenrandbruch vor dem benachbarten Geisberg interpretierte er als „Zerrungsspalte“, die er in einem Profilschnitt (SALOMON 1927: Fig. 4) aus Mangel an Gefügedaten als saiger einzeichnete, für die er im Text jedoch ein Einfallen mit unbekanntem Winkel diskutierte. Zwischen

dieser Randstörung und dem Bohransatzpunkt vermutete er aufgrund von geomorphologischen und hydrogeologischen Hinweisen mehrere weitere Störungen, die jedoch von quartären Sedimenten verdeckt seien.

Zweifel an dieser Deutung meldete Hans CLOSS (1943) aufgrund gravimetrischer Messungen im Grabenrandbereich an, die nicht mit dem errechneten Kurvenverlauf übereinstimmen, der sich aus SALOMONS (1927) Profilschnitt ergeben würde. Seine Modellrechnungen wiesen die größte Übereinstimmung mit den gemessenen Kurven auf, wenn für den Grabenrand eine Abschiebungsscholle aus schrittweise abgesenkten Schollen angenommen wird. Auch spreche „vieles dafür, dass im Heidelberger Bezirk eine Aufrichtung“ – im Sinne von Schlepplage an den Störungen – in „beträchtlichem Umfange“ anzunehmen sei (CLOSS 1943: 950).

Da die Bohrproben nach dem Zweiten Weltkrieg noch im Heidelberger Institut vorhanden waren, untersuchte Joachim BARTZ sie erneut und verglich die Abfolge mit den Ergebnissen der inzwischen bereits zahlreichen Tiefbohrungen im nördlichen Oberrheingraben. BARTZ (1953) bestätigte die große Mächtigkeit des „Diluviums“, aufgefasst als Rheinablagerungen mit alpinen Geröllanteilen – mit einer geringfügigen Korrektur der Basis. Die Schichten darunter ordnete er jedoch bis zur Endteufe von 1022 m dem „Pliozän“ zu, definiert als normalerweise kalkfreie fluviale Abfolge ohne alpine Komponenten. Die Grenze des „Pliozäns“ gegen das mergelige tiefere Oberrheingraben-Tertiär sei, entgegen SALOMONS Bohrgutbeschreibung, nicht erreicht worden. Der Kalkgehalt der Proben sei in allen Fällen

durch die Verwendung von Löß in der Bohrspülung hervorgerufen (BARTZ 1953). Kernstücke aus Buntsandstein zwischen 808 und 929 seien als umgelagertes grobes Blockwerk und damit als grobe Fazies des Pliozäns am Grabenrand zu deuten. Als Begründung für diese Deutung gibt BARTZ (1953: 116) die Beimengung von „Geröllmaterial, das sich in seiner Zusammensetzung nicht von dem der höheren Schichten unterscheidet, dieses wohl aber an Größe wie auch an Häufigkeit einzelner Komponenten [...] übertrifft“ an. Die tektonische Deutung des Grabenrandes im Gebiet der Bohrung vereinfacht er daher auf eine wiederum saiger gezeichnete Grabenrandstörung, an der der Buntsandstein der Grabenschulter unmittelbar an mehr als 1000 m mächtige Lockergesteine des Plio-Pleistozäns stößt (Abb. 1, Tab. 1).

Nach 35-jähriger Nutzung als Heilbad versiegte der Thermalbrunnen 1957 nach einem Bruch der inzwischen stark korrodierten Eisenverrohrung (CARLÉ 1961). Da der Schaden sich auch nach mehreren Rettungsversuchen nicht beheben ließ, wurde für einige Jahre eine neue Tiefbohrung neben dem alten Bohrloch diskutiert, die jedoch nicht zustande kam. Das Brunnenhaus wurde später abgerissen und ist heute überbaut.

Im Rahmen des Interreg-Projekts „GeORG“ (<http://www.geopotenziale.org>) wurde von 2008 bis 2012 der tiefere Untergrund des Oberrheingrabens zwischen Basel und Worms aufgrund der vorhandenen Bohrungsdaten und seismischen Messprofile in einem digitalen 3D-Modell abgebildet. Die tektonische Situation im Stadtgebiet von Heidelberg konnte mithilfe der wenigen hinreichend tiefen Bohrungen nur in groben Umrissen modelliert werden, doch gaben die reflektionsseismischen Profillinien, die südlich und nördlich Heidelberg in den 1950er und 1980er Jahren durchgeführt worden sind, Hinweise auf die Lage und Geometrie der Grabenrandstörung im tieferen Untergrund. Aus der Korrelation dieser Daten und dem kartierten Oberflächenausstrich konnte auch für das Gebiet nahe der ehemaligen Radium-Sol-Therme die ungefähre Lage der Randstörung im Untergrund konstruiert werden.

Setzt man die Heidelberger Radium-Sol-Therme mit einem vertikalen Bohrpfad in das Modell ein, durchteuft sie den Bereich der Grabenrandstörung (Abb. 2). Wegen der Unsicherheiten, die sich aus der Interpretation des Störungsverlaufs im Randbereich des seismischen Profils, der Konstruktion der Störungsgeometrie aus weit entfernten seis-

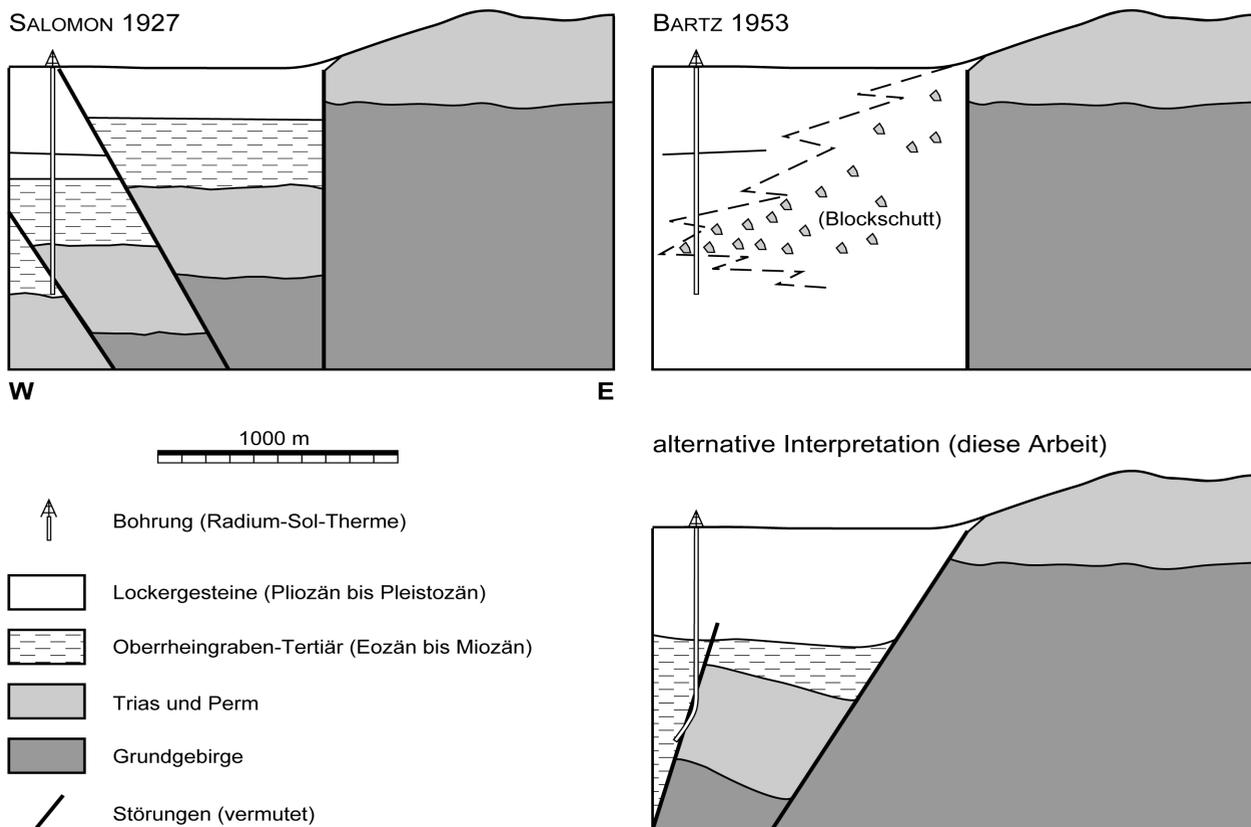


Abb. 1: Deutungen der tektonischen Situation und des Bohrpfades der Radium-Sol-Therme (nicht überhöht), dargestellt im Profilschnitt zwischen Bohrpunkt und Geisberg. Die im Text diskutierte alternative Deutung (unten) greift die zuerst von CLOSS (1943) diskutierte Möglichkeit einer Abschiebungsstafel auf. Die überlieferten Bohrbefunde erlauben derzeit keine unzweifelhafte Entscheidung zwischen diesen Deutungen.



mischen Profilen und aus der Umrechnung der gemessenen Reflektionszeiten in Teufen ergeben, können Einfallen und tatsächliche Teufe der Störungsfläche unter dem Bohransatzpunkt von der modellierten Geometrie abweichen. Beispielsweise fallen die aus dem seismischen Bild abgeleiteten Störungsgeometrien teilweise flacher ein als die einzelnen Bruchflächen der Störungszone, da der Verlauf der Randstörung aus dem Aussetzen reflektiver Horizonte (der Grabensedimente) gegen das diffus erscheinende Kristallin abgeleitet wird. In Aufrichtungszonen oder gegliederten Störungszone aus mehreren schmalen Randschollen, wie sie in neueren seismischen Profilen gelegentlich sichtbar wurden, kann dieses Aussetzen der verfolgbaren Schichtung von den tieferen zu den

höheren Teilen des Profils an verschiedenen Einzelstörungen erfolgen, die bei unzureichender Signalqualität zu einer scheinbaren Störungsfläche verbunden werden können, die die Lage mehrerer subparalleler Einzelstörungen quert. Das Ergebnis der Modellierung bedeutet daher nicht zwingend, dass die an der Oberfläche kartierte Randstörung unmittelbar erreicht wurde, weist aber darauf hin, dass bereits in etwa 800 m Tiefe mit Randschollen dieser Störungszone zu rechnen ist. Das Auftreten von Buntsandstein ab 808 m kann daher einerseits durch Blockschutt (BARTZ 1953) unter einem zu dieser Zeit sehr nahe liegenden Störungskliff erklärt werden, einfacher jedoch durch eine entsprechend tief abgesenkte Randscholle, wie sie bereits von CLOSS (1943) nach den Schweredaten als wahrscheinlich angesehen wurde.

Die im oberen Bereich des Buntsandstein-Intervalls dokumentierten Gesteine bzw. „Gerölle“ aus Muschelkalk und Tertiärkonglomeraten könnten dann als tektonisch verschleppte Klaster in einer Störungsbrekzie gedeutet werden. Falls diese Störung, wie in anderen Teilen des Grabenrandes mehrfach in seismischen Profilen sichtbar, steiler einfällt als die Haupttrandverwerfung (z. B. 70–80°), könnte sie zu einer unfreiwilligen Ablenkung des Bohrpfad in Richtung ihres Einfallens geführt haben. Der härtere Buntsandstein, von dem erst im unteren Teil des Intervalls längere Kernstrecken auftreten, ist in einer Randscholle möglicherweise antithetisch

Tab. 1: Stratigraphische Deutungen der Bohrprofils und Übertragung der stratigraphischen Bezeichnungen auf die heutige Nomenklatur. Die roten Linien sollen Störungskontakte darstellen.

Radium-Sol-Therme Heidelberg R 3476971, H 5474763, AP 110 m NN, ET 1022 m			
Teufe	nach SALOMON 1927	nach BARTZ 1953	Deutung nach Vergleich mit 3D-Daten
382			Mannheim-Formation qMA Ludwigshafen-Formation qLU
397	„Diluvium“	„Diluvium“ (= qVH – qMA)	Viernheim-Formation qVH
500	„Pliozän“		Iffezheim-Formation qIF
678	Niederröderner Schichten		
700	Septarienton		
808	Heidelberger Schichten (Randfazies der Pechelbronner Schichten)		Oberrheingraben-Tertiär tOR (?)
929	Buntsandstein	(mit Blockschutt)	Buntsandstein s
1022	Heidelberger Schichten	„Pliozän“ (= qIF)	Oberrheingraben-Tertiär tOR (?)

nach Osten verkippt, was eine westgerichtete Ablenkung noch verstärkt haben könnte. Das erneute Einsetzen von känozoischen Sedimenten unterhalb 929 m wäre nach dieser Vorstellung durch eine Verstärkung der bereits in der Randstörung begonnenen Ablenkung im Buntsandstein zu erklären, wodurch die erbohrte Randscholle im tiefsten Teil der Bohrung wieder verlassen wurde. Die untere Randstörung des Buntsandstein-Intervalls wäre damit keine Aufschiebung, wie von SALOMON (1927) vermutet, sondern dieselbe Abschiebung, die bereits ab 808 m durchteuft wurde (Abb. 1). Eine Ablenkung des Bohrpfad müsste auf ca. 120 m Bohrstrecke, je nach Einfallswinkel der Störung, möglicherweise nicht mehr als 15 bis 35° gegen die Vertikale betragen, um die erbohrte Randscholle wieder zu verlassen, also etwa 1,25 bis 3° auf 10 m. Falls bereits oberhalb der Randscholle eine Ablenkung eingetreten ist, könnte der Betrag auch geringer ausfallen.

Ob es sich bei den Schichten von 929 bis 1022 m um mergelig-sandiges und teilweise konglomeratisches Oberrheingraben-Tertiär (nach SALOMON) oder um kalkfreie plio-pleistozäne Iffezheim-Formation (nach BARTZ: Kalkgehalt aus Lößspülung) handelt, kann das digitale Modell ohne zusätzliche Daten aus dem unmittelbaren Stadtgebiet nicht eindeutig beantworten. Die Annahme eines primär durchgehend kalkfreien Schichtenstapels von 382 bis 1022 m stellte für BARTZ (1953) das Hauptargument für seine Deutung der Schichtenfolge

als „Pliozän“ dar. Eine Zumischung von Lößmaterial aus der damaligen Bohrspülung wurde von allen Bearbeitern erwähnt und verhindert sicherlich eine Unterscheidung zwischen ursprünglich kalkfreien und mergeligen Profilabschnitten. Die vereinzelt auftretenden kalkfreien Sandnester und Tonlagen, auf die BARTZ (1953) ausdrücklich hinweist, sind jedoch kein verlässlicher Beleg für eine auch primär durchgehend kalkfreie Schichtenfolge, da einerseits gerade am Grabenrand auch in der eozänen bis frühmiozänen Grabenfüllung gelegentlich kalkarme bis -freie Sandschüttungen auftreten können und andererseits Thermalwässer im Randschollenbereich zu sekundärer Entkalkung poröser Gesteine führen konnten – auch die erbohrten Sandsteine aus dem Buntsandstein werden überwiegend als gebleicht beschrieben. Zwar darf die Einstufung der Schichten unterhalb 500 m in Froidefontaine- und Niederroedern-Formation („Septarienton“ und „Niederröderner Schichten“) sowie in die Pechelbronn-Formation („Heidelberger Schichten“) durch SALOMON (1927) angesichts der Probenqualität gewiss in Frage gestellt werden, seit mehr über die Fazies dieser Formationen bekannt ist. Die Zuordnung dieser Abschnitte (und der Proben mit Buntsandstein) zur Iffezheim-Formation („Pliozän“) durch BARTZ (1953) erscheint aber aus heutiger Sicht kaum besser begründet.

Zwei Indizien sprechen für eine Basis der Iffezheim-Formation nahe 500 m und damit eher für die ältere Deutung der Bohrproben: Einerseits spricht die mehrfache Erwähnung von Kohleschichten im Bohrprofil unterhalb 500 m (SALOMON 1927, BARTZ 1953) eher gegen eine Einstufung in die Iffezheim-Formation. Braunkohle wurde in zahlreichen, wenn auch stets geringmächtigen Vorkommen in den eozänen bis miozänen Ablagerungen des Oberrheingrabens angetroffen, insbesondere in den randnahen Bohrungen. In der Iffezheim-Formation treten kohlige Lagen zwar ebenfalls lokal auf, sind dort aber untypisch. Die beschriebenen Gesteine entsprechen mehr der Weiterstadt-Formation oder einer tieferen Einheit.

Andererseits liegt die 500-m-Grenze geometrisch nur geringfügig über einer Modellfläche der Lockergesteinsbasis (Basis Iffezheim-Formation), die auf der Grundlage der Tiefbohrungen nördlich, westlich und südlich der Radium-Sol-Therme konstruiert wurde (Abb. 2). Setzt man die Endteufe von 1022 m als Referenzpunkt für die Basis der Lockergesteine im Modell ein, entsteht eine trichterförmige Einsenkung in der Schichtlagerung, die geologisch nur als ein sehr kleinräumiges, nicht über die Stadtgrenzen hinausgehendes tektonisches Spezialbecken gedeutet werden könnte. Ein solches „Loch“

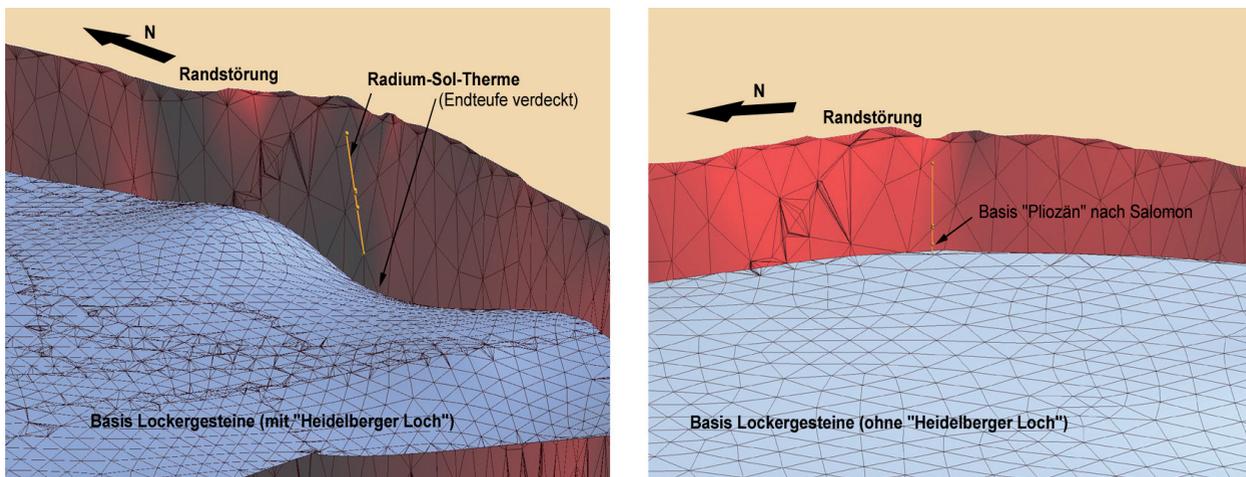


Abb. 2: Die Radium-Sol-Therme im 3D-Modell, dargestellt als vertikaler Bohrfeld (gelbe Säule, überhöhte Darstellung). Die Markierungen auf dem Bohrfeld kennzeichnen von oben: Geländeoberfläche, Quartärbasis nach BARTZ (1953), desgl. nach SALOMON, „Pliozän“-Basis nach SALOMON (1927), Obergrenze Buntsandstein (bzw. dessen Blockschutt); der tiefere Teil der Bohrung ist verdeckt durch die Modellfläche der Grabenrandverwerfung (rot), die zum Betrachter hin einfällt. Die blau dargestellte Schichtfläche stellt die Basis der Lockergesteine (Basis Iffezheim-Formation) dar und wurde aus der Tiefenlage dieser Fläche in den nächst benachbarten Bohraufschlüssen interpoliert.

Links: Berechnungsvariante unter Berücksichtigung eines Stützpunktes bei 1022 m unter der Radium-Sol-Therme. **Rechts:** Variante ohne Berücksichtigung dieser Bohrung. Der erste Fall führt zu einer kleinräumigen starken Deformation, die als lokales, nicht über das Stadtgebiet hinausreichendes tektonisches Becken interpretiert werden müsste. Im zweiten Fall liegt die von SALOMON (1927) angegebene „Pliozän“-Basis nur wenig über der regionalen Tiefenlage dieser Schichtgrenze und erfordert allenfalls eine leichte Schleppung an der randlichen Abschiebung bzw. einer Randscholle.



ließe sich strukturgeologisch allenfalls durch eine den Grabenrand querende Blattverschiebung – im Sinne eines höchstens kilometergroßen pull-apart-Beckens – deuten, wofür aber die bisherigen geologischen Kartierungen und Beobachtungen weder aus der Grabenschulter noch aus dem Grabeninernen einen Hinweis ergeben haben.

Schlussfolgerung

Nach den Ergebnissen der digitalen Modellierung der Störungsgeometrien und Mächtigkeitsverteilungen sowie nach Vergleich der Bohrgutbeschreibung mit den zahlreichen (und überwiegend nach 1953 abgeteufte) Tiefbohrungen im nördlichen Oberrheingraben erscheint damit die stratigraphische Deutung nach SALOMON (1927) in ihren großen Zügen plausibler als die Annahme einer tektonischen Spezialsenke um dieses eine Bohrloch, wie sie nach der Deutung von BARTZ (1953) konstruiert werden müsste. Welche Schichten des Oberrheingraben-Tertiärs unterhalb 500 m angetroffen wurden, lässt sich den Beschreibungen nicht mehr eindeutig entnehmen oder konstruieren. Die Deutung des ganzen Profils unterhalb 382 m als Iffezheim-Formation lässt sich zwar weiterhin nicht ausschließen, zumal die Proben inzwischen nicht mehr auffindbar sind. Die von SALOMON (1927) und BARTZ (1953) veröffentlichten Beschreibungen stehen jedoch mit einer Deutung der

Schichten von 500–808 und 929–1022 m als Oberrheingraben-Tertiär unterhalb der Iffezheim-Formation in Einklang und erfordern daher nicht zwingend die Konstruktion einer tektonischen Spezialstruktur in einem Gebiet ohne tektonische Daten. Eine Zuordnung des Abschnitts 808–929 m zum Buntsandstein einer verdeckten Randscholle, deren härtere und im Störungsbereich evtl. in Blöcke zerscherte Gesteine zu einer ungewollten Ablenkung des Bohrpfads geführt haben, erscheint aus heutiger Sicht als mögliche alternative Erklärung für das Auftreten von Buntsandstein „über“ den Grabensedimenten des tiefsten Bohrabschnitts (Abb. 1, Tab. 1)

Literatur

- BARTZ, J. (1953): Revision des Bohr-Profiles der Heidelberger Radium-Sol-Therme. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F. **33** (1951): 101–125.
- CARLÉ, W. (1961): Die Radium-Sol-Therme zu Heidelberg – Nachruf auf ein einzigartiges Heilwasser. – Heilbad und Kurort, Jg. 1961: 130–133.
- CLOSS, H. (1943): Gravimetrische Überlegungen zum geologischen Profil der Thermalbohrung von Heidelberg. – Öl und Kohle, **39**: 942–951.
- SALOMON, W. (1927): Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihre geologischen Verhältnisse. – Abh. Heidelberger Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., **14**: 105 S., 1 Beil.



Bis Heft 15 Informationen des LGRB – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg

 Heft 10 (2001)	Wechselwirkungen zwischen Baggerseen und Grundwasser 64 S., 42 Abb., 15 Tab., 1 CD-ROM	10,- €
 Heft 12 (1999)	Freiburg im Breisgau — Geologie und Stadtgeschichte 60 S., 28 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Beilage: 2 Kt.	5,- €
 Heft 17 (2005)	Ergebnisse neuer Forschungsbohrungen in Baden-Württemberg 150 S., 17 Abb., 7 Tab., 3 Taf.	10,- €
 Heft 19 (2007)	Hydrogeologischer Bau und Aquifereigenschaften der Lockergesteine im Oberrheingraben (Baden-Württemberg) 130 S., 118 Abb., 12 Tab.	10,- €
 Heft 20 (2007)	Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg 106 S., 79 Abb., 21 Tab., 1 Kt.	15,- €
 Heft 21 (2008)	Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse 82 S., 36 Abb., 3 Tab. im Anh., 10 Beil.	15,- €
 Heft 22 (2009)	Beiträge zur Lithostratigraphie in Baden-Württemberg 146 S., 53 Abb., 5 Tab.	15,- €
 Heft 23 (2009)	Natürliche Geogene Grundwasserbeschaffenheit in den hydrogeochemischen Einheiten von Baden-Württemberg 192 S., 43 Abb., 55 Tab., 48 Kt.	15,- €
 Heft 24 (2009)	Geogene Grundgehalte (Hintergrundwerte) in den petrogeochemischen Einheiten von Baden-Württemberg 98 S., 23 Abb., 21 Tab., 40 Kt.	15,- €
 Heft 25 (2010)	Beiträge zur Geologie und Bodenkunde in Baden-Württemberg 142 S., 78 Abb., 17 Tab., 1 Beilage	15,- €
 Heft 27 (2013)	Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2012 (in Bearbeitung)	

Preise zuzüglich Versandkosten.

Nicht aufgeführte Heft-Nummern sind zurzeit vergriffen.