Inhalt

Seite 5
Christian Hoselmann
Zur Geologie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (nördlicher Oberrheingraben)

Seite 29
Mariana Sontag-González, Anna-Lena Geis, Thomas Kolb & Markus Fuchs
Chronostratigraphie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden: Erste Datierungsansätze mittels Infrarot-Radiofluoreszenz (IR-RF)

Seite 39
Christian Zeeden, Mohammad Paknia, Stephanie Scheidt, Stefanie Kaboth-Bahr, Mathias Vinnepand & Christian Hoselmann
Erste paläomagnetische Ergebnisse der Bohrung „Riedstadt-Erfelden"

Seite 45
Joachim Wedel
Untersuchungen an Mollusken der Forschungsbohrung bei Riedstadt-Erfelden

Seite 59
Olaf K. Lenz
Erste Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen der Sedimente aus der Forschungsbohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden

Seite 75
Dieter Uhl, Rafael Spiekermann & Christian Hoselmann
Pliozäne Hölzer aus der Iffezheim-Formation der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (Hessen)

Seite 87
Erlend Martini & Wolfgang Schiller
Mikropaläontologische und feinstratigraphische Untersuchungen in der tieferen Frankfurt-Formation (Miozän) von Frankfurt a.M.: Abgrenzung des Frankfurter Teilbeckens und Hanauer Beckens

Seite 135
Gudrun Radtke & Jan Marx
Der geologische Untergrund im Bereich der Salzbachtalbrücke, Wiesbaden (Untermiozän, nördliches Mainzer Becken)

Seite 159
Henning Uffenorde & Gudrun Radtke
Neue Ostracoden (Crustacea, Trachyleberididae) aus der Mittleren Pechelbronn-Formation Hessens (ZFB, Unteroligozän, Mainzer Becken)

Seite 169
Kerstin Bär & Charlotte Redler
Vulkanische Strukturen am Ortsrand von Bad Salzhausen – ein Beitrag zur Geologie des südwestlichen Vogelsbergs

Seite 197
Heinz-Dieter Nesbor
Paläozoischer Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge als Indikator für die geotektonische Entwicklung in Mitteleuropa

Seite 247
Holger G. Adelmann
Hydrothermal gebildetes Gold auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks

Seite 267
Benjamin Homuth & Manfred Stiller
Reprozessierung der hessischen Anteile der seismischen Profile des DEKORP-Projekts

Seite 287
Anna Höfer, Christian Steinicke, Katrin Lügger & Heinrich Thiemeyer
Kupfergehalte in Auenböden des ehemaligen Bergbaureviers Frankenberg-Geismar (Eder)

HLNUG
Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie
Für eine lebenswerte Zukunft

www.hlnug.de

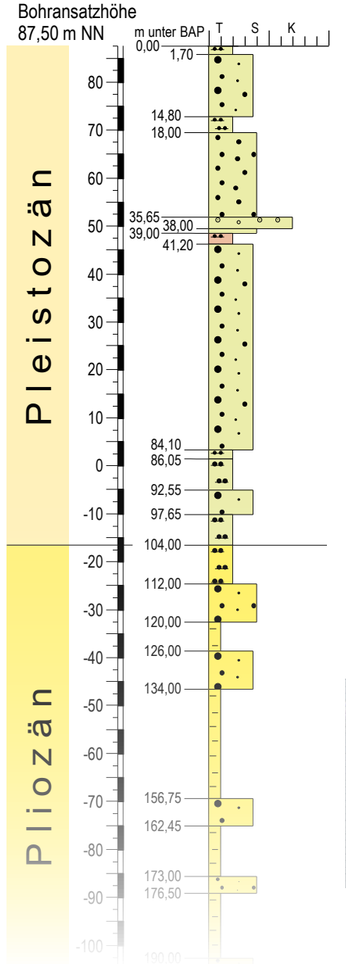
Band 141

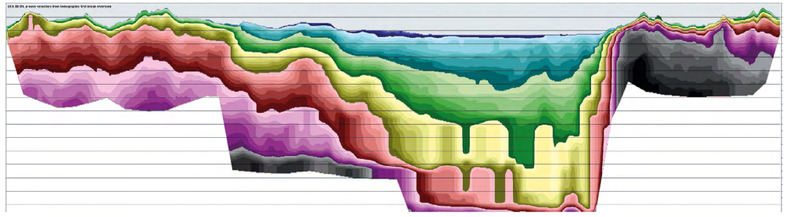
Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie

HESSEN

Band 141

Geologisches Jahrbuch Hessen





Band 141
306 Seiten, 144 Abbildungen, 21 Tabellen, 13 Tafeln; Wiesbaden 2024
ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

Hessisches Landesamt für
Naturschutz, Umwelt und Geologie
Für eine lebenswerte Zukunft

www.hlnug.de

Schriftleitung
Dr. Gabriele Aderhold
Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie
Rheingaustr. 186
65203 Wiesbaden

Titelbilder aus den Beiträgen der Autoren

Links:	Abb. 8 aus Beitrag HOSELMANN, S. 15
Oben, mitte:	Abb. 6 aus Beitrag HOSELMANN, S. 13
Oben, rechts:	Tafel 1, Fig. 2 aus Beitrag WEDEL, S. 49
Mitte:	Abb. 11 aus Beitrag MARTINI & SCHILLER, S. 123
Mitte, rechts:	Abb. 6f aus Beitrag BÄR & REDLER, S. 179
Unten:	Abb. 4a aus Beitrag HOMUTH & STILLER, S. 273

Hinweis für Autoren
Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998.
Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Johannesstraße 3A, 70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2024
ISSN 0341-4027

Printed in Germany
Diese Broschüre wurde mit FSC-Zertifizierung gedruckt.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autorinnen und Autoren allein verantwortlich.

Die in diesem Jahrbuch veröffentlichten Beiträge sind urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without permission of the publisher.

Redaktion: Dr. Heiner Heggemann

Layout: Martina Schaffner

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186
65203 Wiesbaden
Telefon: 0611 6939-111
Telefax: 0611 6939-113
E-Mail: vertrieb@hlnug.hessen.de

Inhalt

Christian Hoselmann
Zur Geologie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (nördlicher Oberrheingraben) 5

Mariana Sontag-González, Anna-Lena Geis, Thomas Kolb & Markus Fuchs
Chronostratigraphie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden: Erste Datierungsansätze mittels Infrarot-Radiofluoreszenz (IR-RF) 29

Christian Zeeden, Mohammad Paknia, Stephanie Scheidt, Stefanie Kaboth-Bahr, Mathias Vinnepand & Christian Hoselmann
Erste paläomagnetische Ergebnisse der Bohrung „Riedstadt-Erfelden“ 39

Joachim Wedel
Untersuchungen an Mollusken der Forschungsbohrung bei Riedstadt-Erfelden 45

Olaf K. Lenz
Erste Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen der Sedimente aus der Forschungsbohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden 59

Dieter Uhl, Rafael Spiekermann & Christian Hoselmann
Pliozäne Hölzer aus der Iffezheim-Formation der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (Hessen) 75

Erlend Martini & Wolfgang Schiller
Mikropaläontologische und feinstratigraphische Untersuchungen in der tieferen Frankfurt-Formation (Miozän) von Frankfurt a.M.: Abgrenzung des Frankfurter Teilbeckens und Hanauer Beckens 87

Gudrun Radtke & Jan Marx
Der geologische Untergrund im Bereich der Salzbachtalbrücke, Wiesbaden (Untermiozän, nördliches Mainzer Becken) 135

Henning Uffenorde & Gudrun Radtke
Neue Ostracoden (Crustacea, Trachyleberididae) aus der Mittleren Pechelbronn-Formation Hessens (ZFB, Unteroligozän, Mainzer Becken) 159

Kerstin Bär & Charlotte Redler
Vulkanische Strukturen am Ortsrand von Bad Salzhausen – ein Beitrag zur Geologie des südwestlichen Vogelsbergs . . 169

Heinz-Dieter Nesbor
Paläozoischer Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge als Indikator für die geotektonische Entwicklung in Mitteleuropa 197

Holger G. Adelmann
Hydrothermal gebildetes Gold auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks 247

Benjamin Homuth & Manfred Stiller
Reprozessierung der hessischen Anteile der seismischen Profile des DEKORP-Projekts. 267

Anna Höfer, Christian Steinicke, Katrin Lügger & Heinrich Thiemeyer
Kupfergehalte in Auenböden des ehemaligen Bergbaureviers Frankenberg-Geismar (Eder) 287

Vorwort

Liebe Leserinnen und Leser,
wir freuen uns, Ihnen den 141. Band des Geologischen Jahrbuchs Hessen präsentieren zu können, der auch dieses Jahr wieder eine spannende und vielseitige Sammlung wissenschaftlicher Beiträge zur Geologie Hessens und darüber hinaus bietet. Der vorliegende Band ist in vier thematische Blöcke gegliedert, die ein breites Spektrum aktueller geologischer Forschungen und Untersuchungen abdecken.

Themenblock I: Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden

Der erste Themenblock widmet sich der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden im nördlichen Oberrheingraben. Christian Hoselmann eröffnet diesen Abschnitt mit einem umfassenden Überblick über die Bohrung und erste Ergebnisse der geologischen und lithostratigraphischen Untersuchungen. Diese Bohrung, durchgeführt im Auftrag des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG), durchteufte bedeutende geologische Formationen des Quartärs und reichte weit in die Iffezheim-Formation des Pliozäns. Trotz des nicht vollständig erreichten Bohrziels bietet das gewonnene Kernmaterial wertvolle Einblicke, insbesondere in die Schwermineralzusammensetzung und die geochemischen Merkmale der verschiedenen Schichten.

Mariana Sontag-González, Anna-Lena Geis, Thomas Kolb und Markus Fuchs ergänzen diese Untersuchungen durch die Anwendung von Lumineszenz-Datierungsmethoden auf den oberen Abschnitt des Bohrkerns, wobei sie innovative Infrarot-Radiofluoreszenz (IR-RF) Messungen nutzen, um vorläufige Altersabschätzungen der Ablagerungen zu erstellen.

Christian Zeeden und Kollegen präsentieren erste paläomagnetische Ergebnisse der Forschungsbohrung, die zur chronostratigraphischen Zuordnung der Iffezheim-Formation beitragen. Sie zeigen, dass die Abfolge des Sedimentkerns bis ins Miozän reicht, was die geologische Entwicklung des Gebiets weiter zurückverfolgen lässt als bisherige Studien gezeigt haben.

Joachim Wedel untersuchte fossile Mollusken aus den Ablagerungen der Bohrung und bestätige durch die Zusammensetzung der Thanatozönosen die lithostratigraphischen Einordnungen. Die Funde ausgestorbener Süßwasserarten liefern wertvolle Hinweise auf die paläoökologischen Bedingungen zur Ablagerungszeit. Anna Pint ergänzte diesen Beitrag um ihre Studien zu den Ostracoden.

Olaf Lenz liefert erste pollenanalytische Ergebnisse der Sedimente, die biostratigraphische Datierungen ermöglichen und Hinweise auf die Vegetationsentwicklung im Untersuchungszeitraum geben.

Abschließend untersuchen Dieter Uhl, Rafael Spiekermann und Christian Hoselmann pliozäne Hölzer aus der Iffezheim-Formation, die aufgrund ihrer Erhaltung wertvolle Informationen zur klimatischen Saisonalität der Ablagerungszeit liefern.

Themenblock II: Tertiär im Rhein-Main-Gebiet und Vogelsberg

Erlend Martini und Wolfgang Schiller, unterstützt von Wolfgang Ott, führen uns in die tieferen Schichten der Frankfurt-Formation des Miozäns. Mikropaläontologische und feinstratigraphische Untersuchungen offenbaren reichhaltige Fossilvorkommen und neue Arten, die zur Abgrenzung des Frankfurter Teilbeckens beitragen.

Gudrun Radtke und Jan Marx nehmen uns mit nach Wiesbaden, wo sie den geologischen Untergrund im Bereich der Salzbachtalbrücke untersuchen. Diese Studien bieten nicht nur Einblicke in die geologischen Formationen des Untermiozäns, sondern auch in die ingenieurgeologischen Herausforderungen bei Großbauprojekten.

Henning Uffenorde und Gudrun Radtke beschreiben neue Ostracoden-Arten aus der Mittleren Pechelbronn-Formation, die wertvolle Hinweise auf das Paläomilieu des Unteroligozäns geben.

Kerstin Bär und Charlotte Redler untersuchen vulkanische Strukturen am Ortsrand von Bad Salzhausen im Vogelsberg und liefern damit einen wichtigen Beitrag zur Geologie dieser Region.

Themenblock III: Geotektonische Entwicklung im Paläozoikum

Heinz-Dieter Nesbor beleuchtet den paläozoischen Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge und dessen Bedeutung für die geotektonische Entwicklung Mitteleuropas. Durch umfangreiche geochemische Analysen werden die vulkanischen Aktivitäten und ihre geotektonischen Hintergründe detailliert dargestellt.

Holger G. Adelmann präsentiert aktuelle Funde und Befunde zu hydrothermal gebildetem Gold auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks und zeigt dabei die Beziehungen zu anderen hydrothermal gebildeten Mineralen auf.

Themenblock IV: Geophysik und Bodenchemie

Im vierten Themenblock widmen sich Benjamin Homuth und Manfred Stiller der Reprozessierung der hessischen Anteile der seismischen Profile des DEKORP-Projekts. Diese Arbeiten bieten neue Einblicke in die geophysikalischen Strukturen und Prozesse im Untersuchungsgebiet und tragen zur Verbesserung der geologischen Modelle bei.

Abschließend publizieren Anna Höfer, Christian Steinicke, Katrin Lügger & Heinrich Thiemeyer ihre Ergebnisse zu den chemischen Bodeneigenschaften bezüglich der Kupfergehalte in Auenböden des ehemaligen Bergbaureviers Frankenberg-Geismar (Eder) und bewerten die Wirksamkeit von Bodenschutzmaßnahmen. Die Ergebnisse bieten wertvolle Erkenntnisse für nachhaltiges Bodenmanagement und Umweltschutz.

Wir hoffen, dass dieser Band sowohl für Fachwissenschaftler als auch für interessierte Laien wertvolle Informationen und Anregungen bietet. Die Vielfalt und Tiefe der Beiträge spiegeln die hohe Qualität und das Engagement der geologischen Forschung in Hessen wider. Wir bedanken uns bei allen Autorinnen und Autoren und Mitwirkenden für ihre herausragenden Beiträge und wünschen den Lesern eine spannende und informative Lektüre.

Mit freundlichen Grüßen,

Für den Herausgeber

Dr. Gabriele Aderhold
Direktorin
Geologischer Landesdienst Hessen

Für die Redaktion

Dr. Heiner Heggemann
Dezernatsleitung
Geologische Grundlagen

Geol. Jb. Hessen **141**: 5–28, 15 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2024

Christian Hoselmann[1]

Zur Geologie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (nördlicher Oberrheingraben)

Kurzfassung

Im Auftrag des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) wurde im Zeitraum 2020–2021 in Riedstadt-Erfelden eine neue Forschungsbohrung (FB) durchgeführt. Diese stellt eine bedeutende Ergänzung des bestehenden Netzwerks von FB dar. Das Hauptziel der Bohrung bestand darin, neben der quartären Abfolge auch die Iffezheim-Formation des Pliozäns zu durchteufen. Obwohl das Bohrziel mit einer Endteufe von 323 m nicht vollständig erreicht wurde, ermöglicht das hochwertige Kernmaterial eine detaillierte wissenschaftliche Untersuchung. Erste Ergebnisse dieser Arbeiten werden in verschiedenen Beiträgen in diesem Band des Geologischen Jahrbuchs von Hessen präsentiert.

Der vorliegende Beitrag widmet sich der geologischen Beschreibung sowie der lithostratigraphischen Einstufung der FB Riedstadt-Erfelden. Zudem wird die schwermineralogische Bearbeitung der Feinsandabschnitte der Bohrung behandelt. Die Iffezheim-Formation zeichnet sich vornehmlich durch die stabilen Schwerminerale Zirkon, die TiO_2-Gruppe und Turmalin aus. Gelegentliche laterale Einträge von der östlichen Grabenschulter können auch signifikante Anteile lokaler Schwerminerale beinhalten. In der pleistozänen Abfolge dominieren Schwerminerale der Rhein-Gruppe wie Granat, grüne Hornblende, Epidot und Alterit.

Die Iffezheim-Formation wird insgesamt durch ein lokales Schwermineralspektrum und niedrige Anteile transparenter Schwerminerale im Feinsandbereich geprägt. Im Gegensatz dazu ist der schwermineralogische Charakter der pleistozänen Abfolge durch die Dominanz des alpinen Spektrums der Rhein-Gruppe gekennzeichnet, was auf die Erweiterung des Liefergebiets auf das alpine Rhein- bzw. Aare-System hinweist. Dieser Wechsel lässt sich auch überregional beispielsweise in der Niederrheinischen Bucht nachverfolgen (vgl. u. a. Boenigk & Frechen 2006). Geochemische Einzelkornanalysen an „alpinen“ Schwermineralen der Rhein-Gruppe zeigen jedoch auch hohe Anteile von Einträgen von den Grabenschultern in den Oberrheingraben auf (Hülscher et al. 2018). Hier sind weitere Provenienzanalysen erforderlich.

Der deutliche Wechsel am Top der Iffezheim-Formation bei 104 m unter Geländeoberkante wird auch durch andere Methoden wie die Messung des Gamma-Ray-Logs und die paläomagnetischen Vermessungen (Zeeden et al. 2024) bestätigt. Durch diese Methoden wird daher die Annahme unterstützt, dass hier auch die Tertiär-/Quartärgrenze liegt. Ein Vergleich mit den Schwermineralanalysen anderer Forschungsbohrungen im nördlichen Oberrheingraben bestätigt diese Grenzziehung.

Abstract

On behalf of the Hessian State Agency for Nature Conservation, Environment and Geology (HLNUG), a new research borehole was drilled in Riedstadt-Erfelden in 2020–2021. This drilling represented a significant addition to the existing borehole network. The main objective of the borehole was to penetrate the Iffezheim Formation of the Pliocene in addition to the Quaternary sequence. Although the drilling target was not fully achieved with a final depth of 323 metres, the high-quality core material allows a detailed scientific investigation. The first results of this work are presented in different articles in this volume of the „Geologisches Jahrbuch Hessen“.

This article is dedicated to the geological description and the lithostratigraphic classification of the Riedstadt-Erfelden drilling. In addition, the heavy mineralogical treatment of the fine sand sections of the borehole is discussed. The Iffezheim Formation is primarily characterised by the stable heavy minerals zircon, the TiO_2 group and tourmaline. Occasional lateral inputs from the eastern trench shoulder may also contain significant proportions of local heavy minerals. Heavy minerals of the Rhine Group such as garnet, green hornblende, epidote, and alterite dominate the Pleistocene sequence.

However, the Iffezheim Formation is characterised by a local heavy mineral spectrum and low proportions of transparent heavy minerals in the fine sand grain size. In contrast, the character of the heavy minerals of the Pleistocene sequence is characterised by the dominance of the alpine spectrum of

[1] Dr. Christian Hoselmann, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden, E-Mail: **Christian.Hoselmann@hlnug.hessen.de**

the Rhine Group, which indicates the connection of the alpine Rhine and Aare system to the Upper Rhine Graben. This change can also be traced supra-regionally, for example in the Lower Rhine Embayment (cf. e.g. Boenigk & Frechen 2006). However, geochemical individual grain analyses of „alpine" heavy minerals in the Rhine Group also show high proportions of inputs from the rift shoulders into the Upper Rhine Graben (Hülscher et al. 2018). Further provenance analyses are required here.

The significant change at the top of the Iffezheim Formation at 104 m below ground level is also confirmed by other methods such as the gamma-ray log measurements and palaeomagnetic surveys (Zeeden et al. 2024). The assumption of the Tertiary-Quaternary boundary is therefore supported in this depth section. A comparison with the heavy mineral analyses of other research boreholes in the northern Upper Rhine Graben confirms this subdivision.

Inhalt

1	Einleitung	6
2	Die Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden	9
	2.1 Planungen und Durchführung	9
	2.2 Das geologische Profil	14
	2.3 Schwermineralanalysen	18
3	Schlussfolgerungen und Interpretation der ersten Ergebnisse der FB Riedstadt-Erfelden	22
4	Schriftenverzeichnis	26

1 Einleitung

Der nördliche Oberrheingraben ist ein wichtiger Bestandteil des fluviatilen Rheinsystems, so dass durch die seit dem Eozän vor rund 40 Ma einsetzende Subsidenz mit rund 3500 m Mächtigkeit ein Sedimentarchiv von überregionaler Bedeutung entstanden ist. Um dieses Archiv zu entschlüsseln, wurden im Auftrag des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) seit dem Jahr 2000 elf Forschungsbohrungen durchgeführt. Das Kernmaterial dieser Bohrungen wurde bearbeitet und anschließend im Kernlager des HLNUG für weitere Untersuchungen dauerhaft eingelagert (Tab. 1 und Abb. 1). Andere wichtige Bohrungen, deren Bohrkerne im Rahmen der geologischen Landesaufnahme im HLNUG bearbeitet worden sind, stammen aus dem Bereich der Wasserwirtschaft oder sind bei der Trassenerkundung der Deutschen Bahn abgeteuft worden. Diese Bohrungen sind ebenfalls in Tab. 1 und Abb. 1 aufgeführt. Das Ziel der meisten Bohrungen bestand darin, die quartäre Sedimentabfolge vollständig zu durchteufen und eindeutig die pliozänen Ablagerungen im Liegenden zu erreichen. Diese Untersuchungen waren und sind nicht allein auf Hessen beschränkt; viele Forschungsergebnisse entstanden in enger Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten von Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz sowie dem Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) (Ellwanger et al. 2005, Gabriel et al. 2008, 2013). Ein wichtiger Meilenstein dieser Untersuchungen war die Definition eines neuen lithostratigraphischen Konzepts für den nördlichen Oberrheingraben, dessen Einzeldefinitionen auch im LithoLex (litholex.bgr.de) der Deutschen Stratigraphischen Kommission veröffentlicht wurden (Ellwanger 2010a, b, Hoselmann 2010, Weidenfeller 2010).

Am Kernmaterial der Forschungsbohrungen wurden zahlreiche wissenschaftliche Untersuchungen vorgenommen. Neben der sedimentologischen Beschreibung wurden an allen Bohrungen Schwermineralanalysen (u. a. Hagedorn 2004, Hagedorn & Boenigk 2008, Hoselmann 2008, diese Arbeit) durchgeführt. Zusätzlich liegen für den nördlichen Oberrheingraben und benachbarte Regionen Lumineszenzdatierungen vor (u. a. Lauer et al. 2010, 2011, Li et al. 2018, Preusser et al. 2021, Sontag-González et al. 2024), ebenso Untersuchungen zur Gesteinsmagnetik (u. a. Rolf et al. 2008, Rolf & Hambach 2012, Scheidt et al. 2015, 2017, 2020, Zeeden et al. 2024), zur Bohrlochgeophysik (u. a. Hunze & Wonik 2008), Provenienzanalyse (Krippner & Bahlburg 2013) und zu seismischen Messungen im Umfeld von einzelnen Forschungsbohrungen (Buness et al. 2008, Buness & Gabriel 2012). Darüberhinaus gibt es Arbeiten zur Palynologie (u. a. Weidenfeller & Knipping 2008, Knipping 2008, Hahne et al. 2008, 2012, Lenz 2024), zu Mollusken (u. a. Wedel 2008, 2024), Sedimentologie (z. B. Przyrowski & Schäfer 2015) sowie geochemische Untersuchungen (z. B. Hülscher et al. 2018).

Tab. 1: Auflistung aller Forschungsbohrungen im nördlichen Oberrheingraben, deren Kerne im Kernlager des HLNUG archiviert sind

Nr.	TK 25	Archiv-nummer HLNUG	Name	Ort	Endteufe [m]	Bohr-jahr	Auftrag-geber	Ost UTM 32U (WGS84) Rechtswert (GK 3)	Nord UTM (WGS84) Hochwert (GK 3)	Gamma-Ray-Log	Quartärbasis [m]
1	6017	998	C/04 B1	Gräfenhausen	111	2004	HLNUG	472139 3472203	5529338 5531111	ja	89
2	6017	1000	B1/05	Mörfelden	90	2005	HLNUG	468663 3468725	5537203 5538979	ja	64,2
3	6116	638	FB 1/20-21	Riedstadt-Erfelden	323	2021	HLNUG	462591 3462651	5521577 5523346	ja	104
4	6117	2430	GWM 1.3	Pfungstadt	140	2009	extern	471909 3471972	5518443 5520211	ja	131
5	6117	2325	GWM 2.3	Darmstadt-Eberstadt	131	2008	extern	473847 3473912	5519052 5520821	ja	>131
6	6117	2431	GWM 3.3	Darmstadt-Eberstadt	125	2009	extern	472816 3472880	5519706 5521475	ja	>125
7	6216	1298	A/90-B 4	Groß-Rohrheim	124,3	1990	HLNUG	460950 3461010	5506157 5507920	ja	>124,3
8	6216	1348	C/00-BK1	Groß-Rohrheim	104,9	2000	HLNUG	460191 3460250	5506562 5508325	ja	98,75
9	6217	1683	GWM 2013/182	Zwingenberg	99	2013	extern	471021 3471085	5507786 5509550	ja	>99
10	6217	1705	B1/07	Pfungstadt-Hahn	197	2007	HLNUG	467325 3467387	5514644 5516410	ja	130
11	6217	1561	C/00-BK2	Klein-Rohrheim	147,75	2000	HLNUG	464924 3464985	5508491 5510255	ja	139,6
12	6217	1562	C/01-BK3	Rodau B	167	2001	HLNUG	469692 3469755	5508046 5509810	ja	>167
13	6217	1710	Br 16	Gernsheim	136	2023	extern	465697 3465759	5510276 5512041	nein	125,8
14	6317	2069	C/01-BK4	Einhausen	205	2001	HLNUG	466468 3466530	5502763 5504525	ja	164,8
15	6417	222	GWM 1/03	Viernheim	80	2003	HLNUG	468287 3468350	5485570 5487325	nein	>80
16	6417	224	STWV 1	Viernheim	110	2006	extern	469303 3469366	5489620 5491377	ja	>110
17	6417	226	B1/06	Viernheim	350	2006	HLNUG	469017 3469080	5490458 5492215	ja	225
18	6517		UniNord I+II	Heidelberg (Baden-Württemberg)	500	2008	BW/LIAG	475493 3475559	5475010 5476761	ja	299 oder >500
19	6516		P34	Ludwigshafen-Parkinsel	300	2002	extern	460606 3460666	5479316 5481069	ja	177
19	6516		P35	Ludwigshafen-Parkinsel	300	2006	extern	460170 3460230	5479237 5480990	ja	218

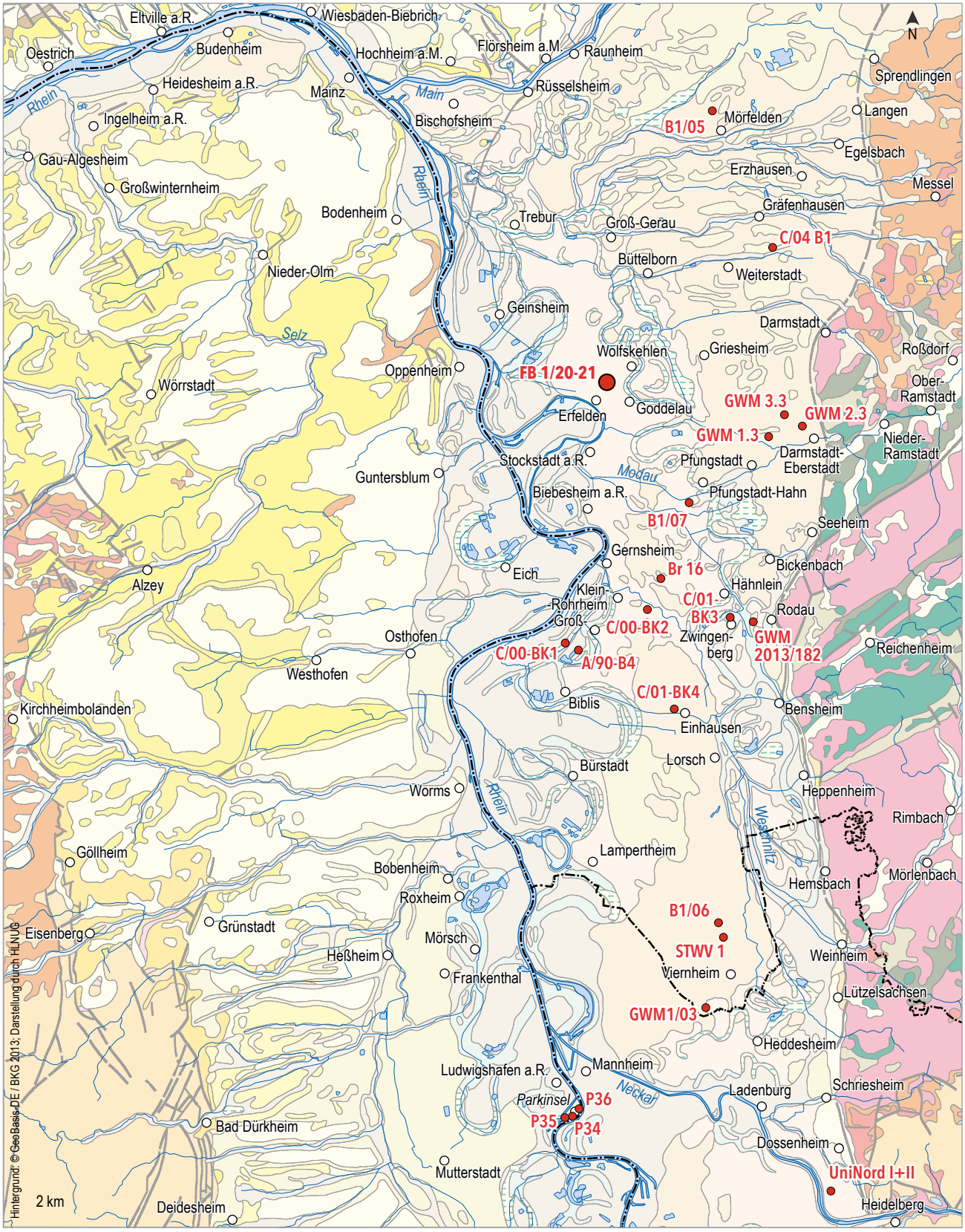
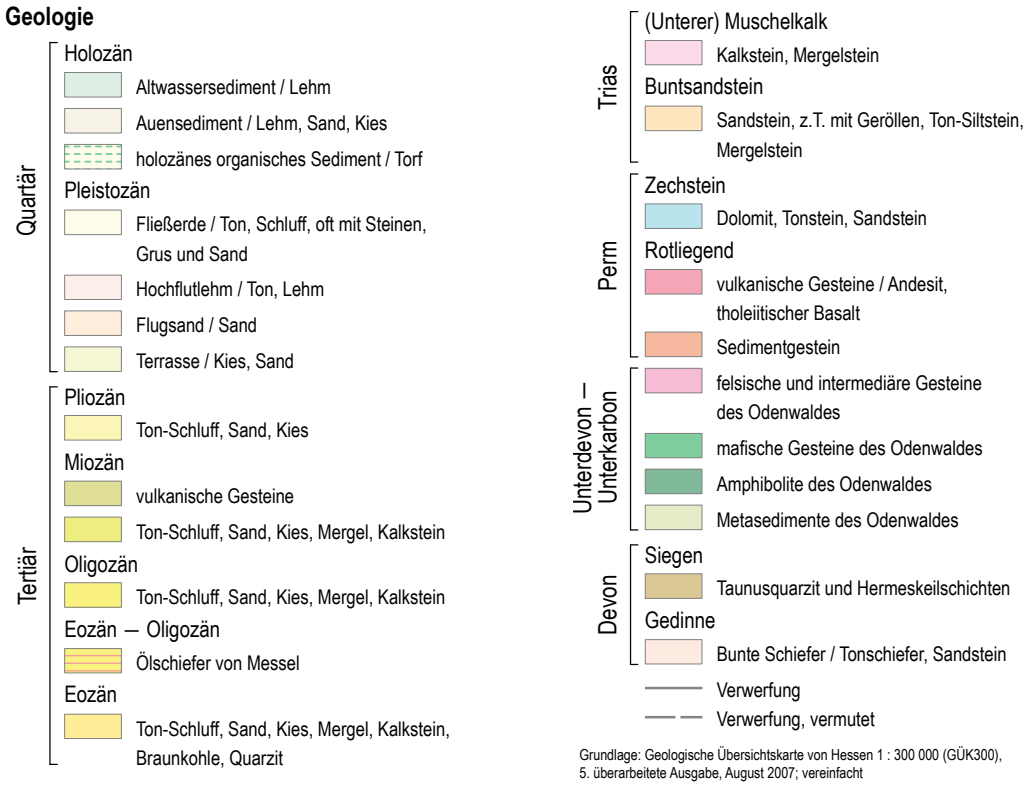


Abb. 1: Lageplan der Forschungsbohrungen des HLNUG mit dem Bohrungsnamen im nördlichen Oberrheingraben (vgl. Tab. 1) sowie der Bohrung UniNord I+II in Heidelberg (Ellwanger et al. 2008, LGRB 2012) und P34/P35/P36 in Ludwigshafen-Parkinsel (Weidenfeller & Kärcher 2008, Weidenfeller & Knipping 2008)



Legende Abb. 1

2 Die Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden

2.1 Planungen und Durchführung

Im Nordwesten des nördlichen Oberrheingrabens lagen nur wenige Informationen über die Quartärmächtigkeiten vor, weshalb im Jahr 2018 die Planungen für eine tiefe Forschungsbohrung (FB) begannen. Das Ziel dieser Bohrung war es, die quartäre Abfolge sowie die pliozäne Iffezheim-Formation (Formation = Fm.) vollständig zu durchteufen (Abb. 3). Vorhandene Bohrdokumentationen von umliegenden nicht gekernten Bohrungen ließen eine Quartärmächtigkeit von rund 100 m vermuten. Die Mächtigkeiten in den tiefer liegenden tertiären Schichten ergaben sich durch eine Auswertung von Daten der Kohlenwasserstoff-Bohrungen (KW-Bohrungen) im Bereich des geplanten Bohransatzpunktes nordwestlich von Riedstadt-Erfelden. Im Ergebnis dieser Auswertungen konnte für die pliozäne Iffezheim-Fm. von einer Mächtigkeit von etwa 350 m ausgegangen werden. Das Bohrziel war es, diese Formation zu durchteufen und die Weiterstadt-Fm. (Hottenrott 2011b) im Liegenden zu erreichen. Im tieferen Teil der Iffezheim-Fm. wird ein mehrere Meter mächtiger fluviatiler Schotterkörper vermutet, der weit verbreitet in der Untermainebene, im Hanauer Becken und vermutlich auch im nördlichen Oberrheingraben auftritt (Hoselmann et al. 2018). Die Sedimente dieses Schotterkörpers werden als *arvernensis*-Schotter bezeichnet, weisen in dieser Arbeit jedoch nur ein kleines Verbreitungsgebiet auf (Grimm 2011). Verschiedene KW-Bohrungen im Bereich von Leeheim bis Wolfskehlen, Erfelden und Goddelau zeigen in diesem stratigraphischen Abschnitt mehrere Meter mächtige sandig-kiesige Ablagerungen (z. B. Wolfskehlen 3 Archiv-Nr. HLNUG 6117/82 von 305–310 m; Wolfskehlen 4 Archiv-Nr. HLNUG 6116/37 von 275–305 m). Allerdings basieren die Angaben in den Bohrdokumentationen der KW-Bohrungen auf Spülproben, so dass eine genaue Interpretation der Sedimente im Nachhinein nicht mehr möglich war. Bei einem überwiegenden Teil der KW-Bohrungen im Untersuchungsgebiet wurden bis zum Tiefenbereich von etwa 400 m überhaupt keine Proben genommen, weshalb der vollständige geologische Aufbau der Iffezheim-Fm. im nördlichen Oberrheingraben im Detail unbekannt ist. Daher wurde als wichtiges Ziel der neuen Forschungsbohrung eine 500 m tiefe Bohrung geplant, die vollständig in Linern gebohrt und mit einem Durchmesser von 10 cm gekernt werden sollte.

BARTZ 1982	Hessen HOSELMANN (2008)	Lithostratigraphie des nördlichen Oberrheingrabens	Chrono-stratigraphie	Lithologische Charakterisierung
Oberes Kieslager (OKL)	äolische Sande (Pleistozän bis Holozän) Sand-Kies-Lagen	**Mannheim-Formation**	Ober- bis Mittel-pleistozän	**Mannheim-Formation** beginnt mit einem charakteristischen Grobsediment-Impuls; dann folgen mehrere fluviatile Schüttungszyklen aus grauen karbonathaltigen Sanden, hervorgehend aus bunten Kiessanden; selten erhalten sind feinkörnige Hochflutsedimente; am Grabenrand gibt es Massenablagerungen; zum Teil haben die fluviatilen Sande einen äolischen Ursprung; Einzugsgebiete des Grobsedimente-Spektrums ist der Grabenrand sowie die Zuflüsse des Rheins insbesondere der Neckar; der Sand-bereich wird meist durch das alpine Schwermineralspektrum charakterisiert.
Grobsedimente (alpin und lokal)	(Neckar-dominiert, wenig alpin)			
Obere Zwischenschicht (OZ)	Zwischenhorizont	**Ludwigshafen-Formation**	Mittel-pleistozän	**Ludwigshafen-Formation** geprägt durch limnische und fluviatile Sedimente; Sequenzen, die meist mit Sanden beginnen und mit organischem Sediment abschließen; sonst dominieren karbonathaltige, dunkle Schluffe und Tone, abschnittsweise fluviatile und untergeordnet äolische Feinsande sowie lokal Schwemmfächerablagerungen vom Grabenrand; charakteristisch sind dunkle schluffige Tone mit Torflagen; in den gut sortierten Feinsanden dominiert in der Regel ein alpin geprägtes Schwermineralspektrum.
(nur Feinsedimente)	(vorwiegend feinklastische Sedimente)			
Mittleres Kieslager (MKL) (Grobsedimente, alpin und lokal) Untere Zwischenschicht (OZ) (nur Feinsedimente) Unteres Kieslager (UKL) (Grobsedimente, alpin und lokal) Altquartär 1 und 2 (AQ1 und AQ2)	Wechsel von Sand-(Kies-)Lagen häufig in “Rheinischer Fazies” und feinklastischen Zwischenhorizonten	**Viernheim-Formation**	Unter- bis Mittel-pleistozän	**Viernheim-Formation** typisch ist eine mächtige Fein- bis Mittelsandabfolge, mit teils kiesigen sowie schluffig-tonigen Abschnitten mit Torfen; die grünlich-grauen Sande sind sehr gut sortiert und enthalten bis zu 30% Karbonat; dominant ist ein typisch alpines Schwer-mineralspektrum; an den Grabenrändern kommt es abschnitts-weise zu Lokalschüttungen, die dann auch das Schwermineral-spektrum dominieren.
(Übergangsbereich mit ersten alpinen Sedimenten)	(alpine Rheinsedimente, wenig Neckar)			
Pliozän I–III*	Wechsel des Hauptliefergebietes Ton-Silt- und Sand-Lagen	**Iffezheim-Formation**	Pliozän bis Unterpleistozän	**Iffezheim-Formation** mehrere fluviatile Schüttungszyklen mit grauen, kalkfreien, oft kaolinitisierten Sanden; dazu kommen zum Teil stark pedogen überprägte Tone und Schluffe (Bunttone), die nur in Nestern karbonatisch sind; die Bunttone sind häufig resedimentiert mit eingeschalteten Feinkiesen und Grobsanden; stellenweise sind humose Feinsedimente erhalten zum Teil mit Holzresten; charakteristisch sind stabile Schwermineralspektren, die für eine lokale Provenienz der Sedimente sprechen.
	(Sedimente lokalen Ursprungs)			

* eher die Bezeichnung eines Sedimenttyps denn eine strenge chronologische Einordnung

Abb. 2: Lithostratigraphische Untergliederung quartärer und pliozäner Sedimente des nördlichen Oberrheingrabens mit den zusammengefassten Definitionen nach ELLWANGER (2010a, 2010b), ELLWANGER et al. (2011), HOSELMANN (2010) und WEIDENFELLER (2010)

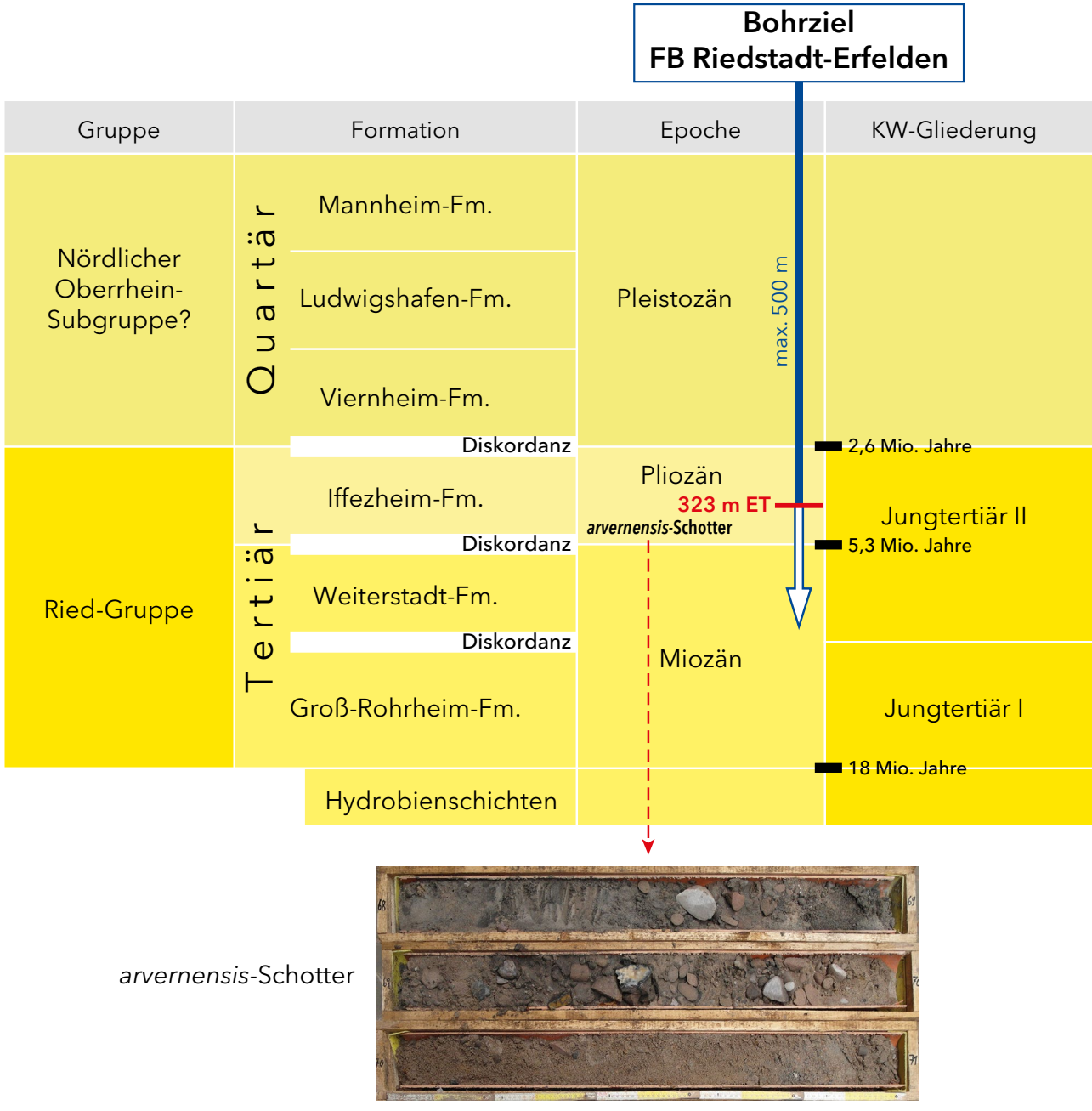


Abb. 3: Stratigraphische Gliederung des nördlichen Oberrheingrabens für das Quartär und Neogen mit dem geplanten und realisierten Bohrziel der FB bei Riedstadt-Erfelden. Das Beispiel zu den *arvernensis*-Schottern stammt aus der FB Babenhausen in der Hanau-Seligenstädter Senke (HOSELMANN et al. 2018).

Als erster Bohransatzpunkt wurde eine Lokalität nordwestlich von Wolfskehlen gewählt (R 3463035 und H 5524915), der sich in einer tektonischen Hochlage befindet und somit eine Bohrung mit einer geplanten Endteufe von 500 m ermöglicht, die deutlich die Weiterstadt-Fm. erreicht. Wie sich herausstellte liegt dieser zunächst geplante Bohransatzpunkt mitten im ausgeförderten Gasfeld Wolfskehlen, in dem aus den Hydrobienschichten in den Jahren 1955–1972 Gas gefördert wurde (Abb. 4). Durch die strukturelle Interpretation und Attributanalyse der im Untersuchungsgebiet vorliegenden 3D-Seismik durch die Rhein Petroleum GmbH konnte nicht ausgeschlossen werden, dass im Bereich des geplanten Bohrpfades in der Iffezheim-Fm. untiefe flache Gasvorkommen vorhanden sind. Etwa 300 m nördlich befindet sich beispielsweise die Produktionsbohrung Wolfskehlen 13 (Archiv-Nr. HLNUG 6116/52); daher ist es nicht auszuschließen, dass es während

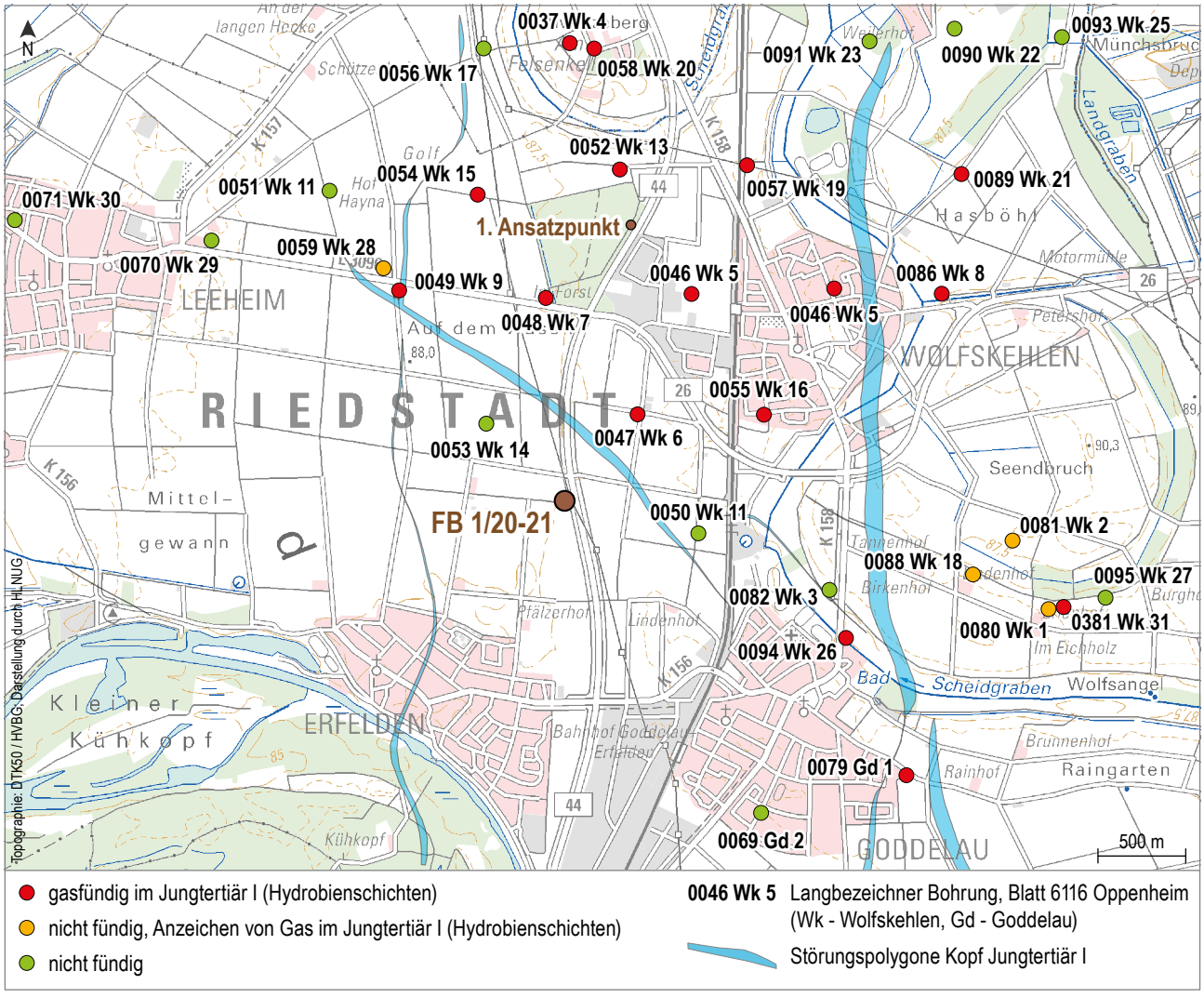


Abb. 4: Lageplan der FB Riedstadt-Erfelden: eingetragen ist auch der erste Bohransatzpunkt westlich von Wolfskehlen, der aufgrund möglicher Gasvorkommen verworfen wurde. In der Karte sind Fündigkeiten der KW-Bohrung im Raum Riedstadt eingetragen. Das Störungspolygon wurde mit freundlicher Genehmigung der Rhein Petroleum GmbH eingetragen.

der Produktion oder durch eine nicht ordnungsgemäß durchgeführte Verfüllung alter Bohrlöcher zu einer Migration von Gas in jüngere Schichten gekommen ist, einschließlich derer, die mit der Forschungsbohrung erreicht werden. Um dieses Risiko auszuschließen, wurde der Bohransatzpunkt rund 1 600 m nach Süden verschoben (R 3462651 und H 5523346). Somit liegt der gewählte Ansatzpunkt auf der Tiefscholle südlich einer NW-streichenden Abschiebung, die nach Südwesten einfällt. Laut Angaben der Rhein Petroleum GmbH beträgt der Versatz der Abschiebung am Top der Groß-Rohrheim-Fm. (Hottenrott 2011a) bei rund 80 bis 100 m (Abb. 4 und 5). Keine der umliegenden KW-Bohrungen war erfolgreich, und auch die Attributanalyse der 3D-Seimik ergab keine Gasführung im Jungtertiär 1, so dass auch in den jüngeren Schichten keine Gasvorkommen zu erwarten sind.

Nach umfangreichen Planungsarbeiten konnte mit den Bohrarbeiten am 30. Juli 2020 begonnen werden und der letzte Meter wurde am 2. Februar 2021 gekernt. Die Arbeiten wurden durch die Firma Daldrup & Söhne AG ausgeführt (Abb. 6). Um bestmögliches Kernmaterial zu gewinnen kamen verschiedene Bohrtechniken zur Anwendung:

1–144 m:	Rammkernen und Überwaschen
144–272 m:	Rotary-Seilkern
272–284 m:	Rammkernen und Überwaschen
284–323 m:	Rotary-Seilkern

Das Verfahren des Rammkernens und Überwaschens eignet sich insbesondere gut für Sande und Kiese sowie wenig konsolidierte feinklastische Ablagerungen. Daher wurde bei

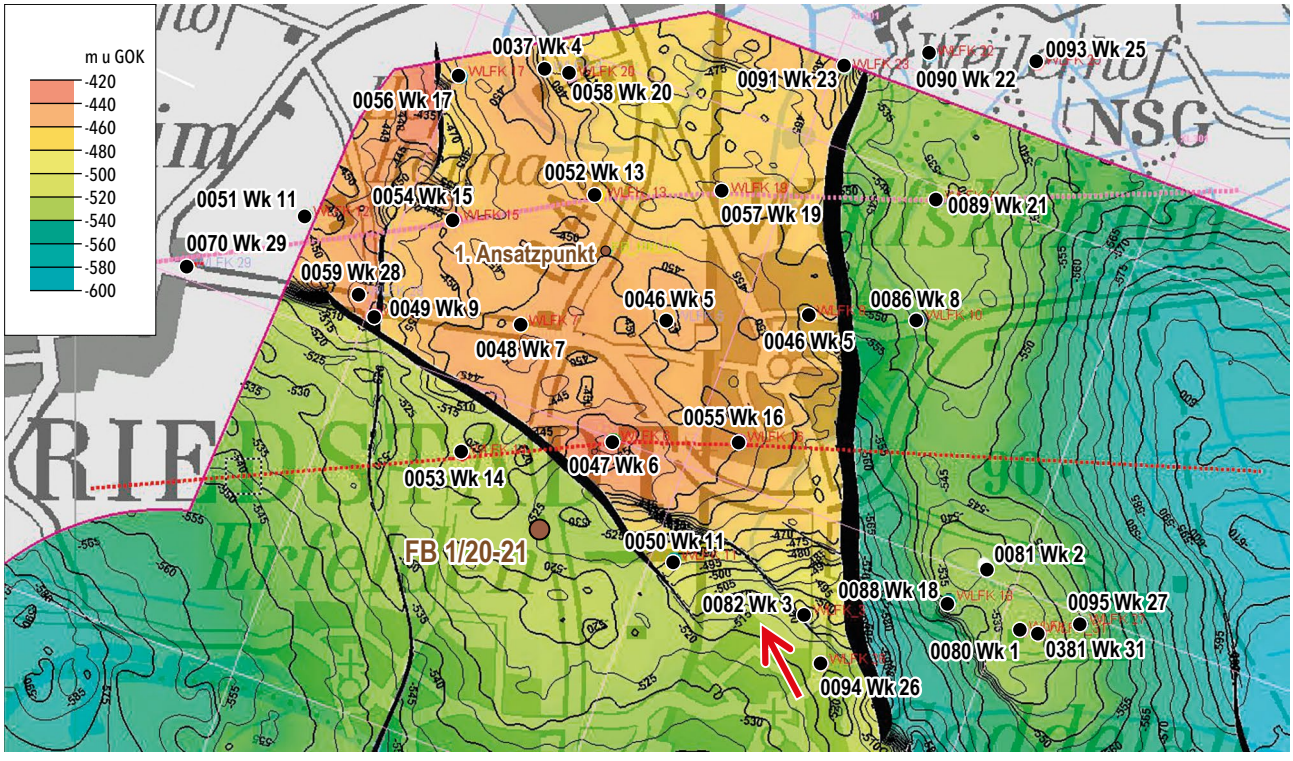


Abb. 5: Die Strukturtiefenkarte zeigt das Top der Groß-Rohrheim-Fm. (Top Jungtertiär 1). Das ehemalige Gasfeld Wolfskehlen 1 liegt auf der Hochscholle nördlich der NW-SE streichenden Abschiebung. Man geht davon aus, dass das Gas über die östlich des Bohransatzpunktes gelegen Rampe in die Hochscholle migriert ist (roter Pfeil). (Abbildung mit freundlicher Genehmigung der Rhein Petroleum GmbH; Copyright Rhein Petroleum GmbH)

Abb. 6: Bohrplatz der FB Riedstadt-Erfelden aus einer Multikopter-Befliegung. Rechts liegt die B 44. (Foto: Rouwen Lehné, HLNUG)

Erreichen der eher feinklastisch dominierten Sedimente der Iffezheim-Fm. auf das Rotary-Seilkernverfahren umgestellt. Erfahrungsgemäß ist der Bohrfortschritt sowie der Kerngewinn in feinklastischen Sedimenten sehr gut, beim Wechsel zu sandigen Ablagerungen kommt es aber zu recht großem Austrag von Kernmaterial, was die Qualität der Bohrkerne stark beeinträchtigt. Ein erneuter Wechsel des Bohrverfahrens auf Rammkernen und Überwaschen von 272–284 m erzielte nicht den gewünschten Erfolg, da die Rammzeiten und damit die Belastung des Bohrgeräts sehr groß waren und beim Wechsel zu feinklastischen Sedimenten wiederum kein Bohrfortschritt zu verzeichnen war.

Gebohrt wurden jeweils ein Meter Kernmarschen in Linern von 10 cm Durchmesser. Die Kernqualität hat sich insgesamt als sehr gut herausgestellt; vollständige Kernverluste liegen nur zwischen 158–161 m sowie von 308–309 m vor. Aus bohrtechnischen Gründen mussten verschiedene Hilfsverrohrungen eingebaut werden, da es beispielsweise im Bereich von 98–99 m zu erheblichem Sedimentaustrag kam und somit zusätzliche Verrohrungen erforderlich waren (Abb. 7).

Die geophysikalischen Vermessungen des Bohrlochs wurden trotz der Verrohrungen durchgeführt, wobei die Signale beim Gamma-Ray-Log je nach Anzahl der Verrohrungen entsprechend stark gedämpft waren, was bei der Interpretation der Logs berücksichtigt werden muss.

Bei einer Teufe von 323 m traten beim Rotary-Seilkernverfahren erhebliche Drehmomente auf, bis schließlich das Bohrgestänge festsaß. Mit der im Bohrloch verbliebenen Überwaschgarnitur sollte dann das Bohrgestänge freigebohrt werden. Allerdings konnten auch die Überwaschrohre, vmtl. aufgrund quellender Tone, nicht mehr bewegt werden. Beim Versuch, das Gestänge mit hydraulischen Pressen und einer Zugkraft von 80 t zu ziehen, riss die Überwaschgarnitur bei einer Teufe von 159 m. Da trotz mehrerer Bergungsversuche das im Bohrloch verblieben Bohrgestänge nicht gezogen werden konnte, wurde die Bohrung bei einer Teufe von 323 m eingestellt.

Sämtliche Bohrkerne wurden für die geologische Bearbeitung halbiert, wobei eine Hälfte für weitere Untersuchungen und die andere als Archivhälfte aufbewahrt wurde. Die Archivhälfte wurde in schwarze, lichtdichte Folie verpackt, um eine langfristige Bearbeitung an bergfeuchtem Material sowie Lumineszenzdatierungen zu ermöglichen.

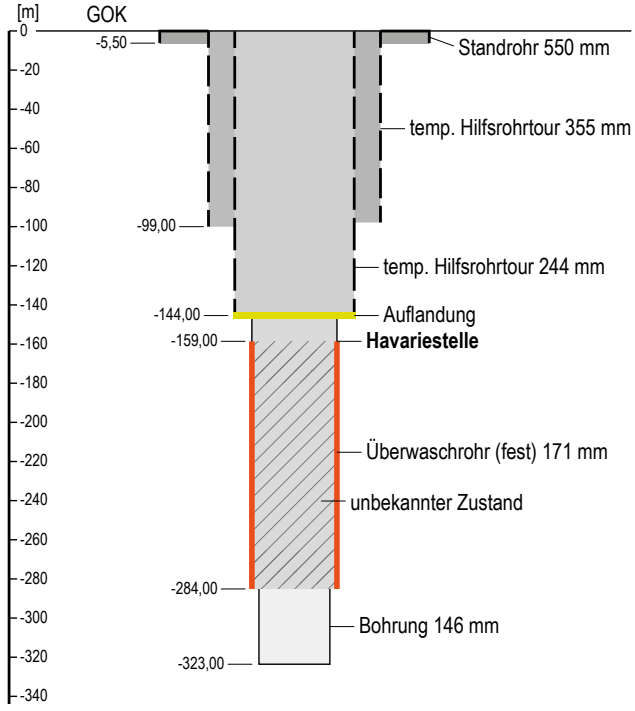


Abb. 7: Das Bohrloch mit den verschiedenen Hilfsverrohrungen und Überwaschrohr zum Zeitpunkt der geophysikalischen Vermessungen. Darstellung nach einer Zeichnung der Fa. Daldrup & Söhne AG.

2.2 Das geologische Profil

Die Bohrung wurde detailliert geologisch aufgenommen und es konnten insgesamt 270 Schichten zum Teil mit Unterschichten herausgearbeitet werden. Um in diesem Artikel eine übersichtlichere Darstellung zu erhalten, wurde hierfür das geologische Profil stark generalisiert (Abb. 8). Das vollständige Schichtenverzeichnis der FB Riedstadt-Erfelden (Archiv-Nr. HLNUG 6116/638) sowie eine Fotodokumentation sind in der Bohrdatenbank von Hessen archiviert und können beim HLNUG angefragt werden.

Im Liegenden der Forschungsbohrung, von 104–323 m unter GOK, stehen Sedimente der **Iffezheim-Fm.** an. Hierbei handelt es sich um eine Wechselfolge von feinklastischen limnischen Ablagerungen aus schluffigen Tonen und fluviatilen Sanden. Die Sedimente sind im Wesentlichen kalkfrei. Allerdings sind die Bereiche von 301–303, 229,35–229,75, 191–192 und 173–174,40 m carbonatisch ausgeprägt. Das unterscheidet die Bohrung von den Ablagerungen der FB Viernheim, bei der die Sedimente der Iffezheim-Formation von 225–350 m kalkfrei sind (Hoselmann 2008). In beiden Bohrungen tritt Carbonat innerhalb der feinklastischen Sedimenten in Nestern auf; dies ist ein typisches Kennzeichen der Iffezheim-Fm., das auch in anderen Forschungsbohrungen im nördlichen Oberrheingraben beobachtet werden kann (Abb. 9a). Die feinklastischen Sedimente sind zum Teil postsedimentär stark pedogen überprägt worden, so dass Plinthosol ähnliche Böden entstanden sind, die sehr charakteristisch ausgeprägt auch in der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke des Rheinischen Schiefergebirges auftreten (Felix-Henningsen 2018). Gebildet wird

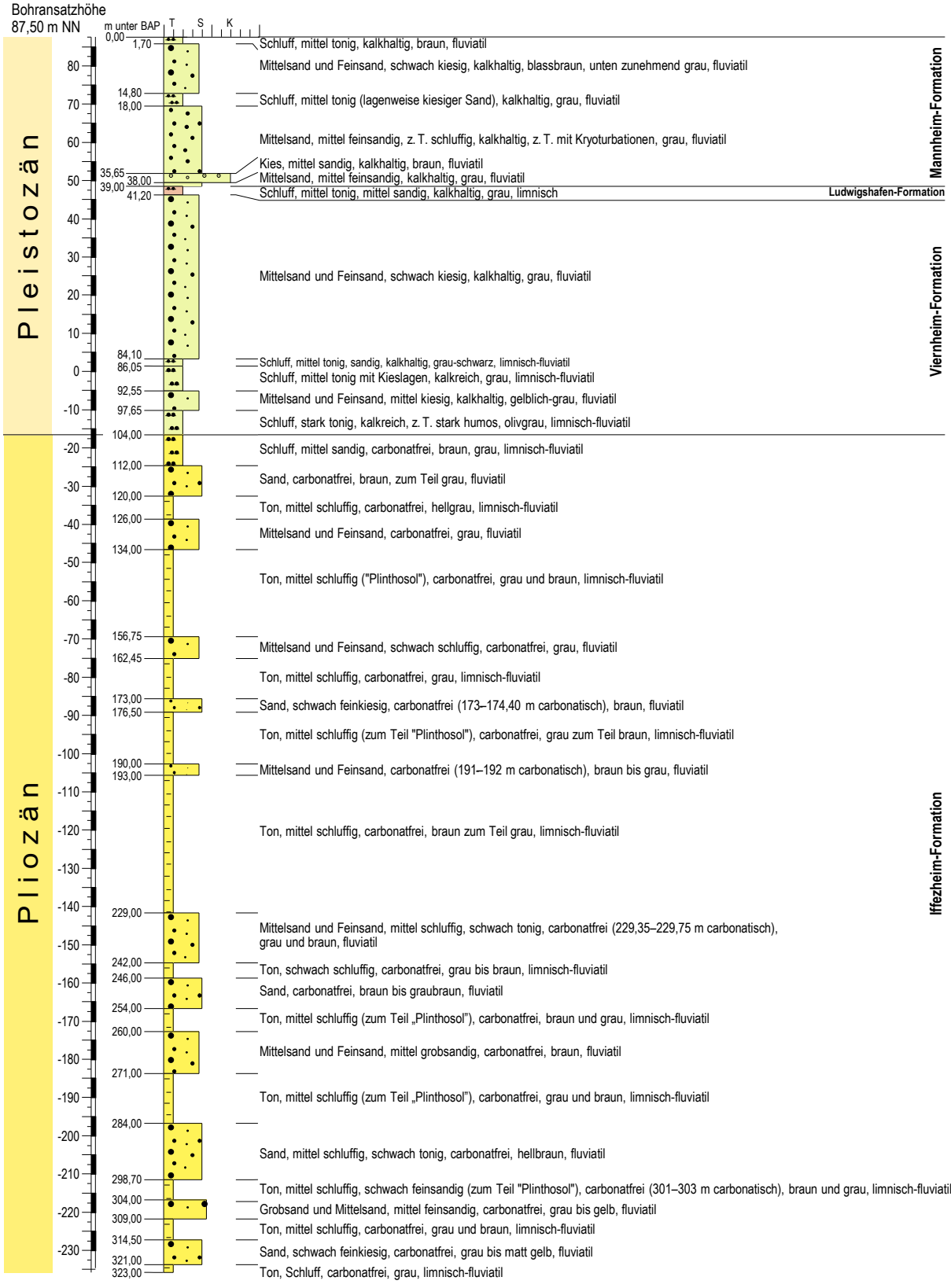


Abb. 8: Generalisiertes geologisches Profil und kurze petrographische Charakterisierung der FB Riedstadt-Erfelden mit der lithostratigraphischen Einstufung

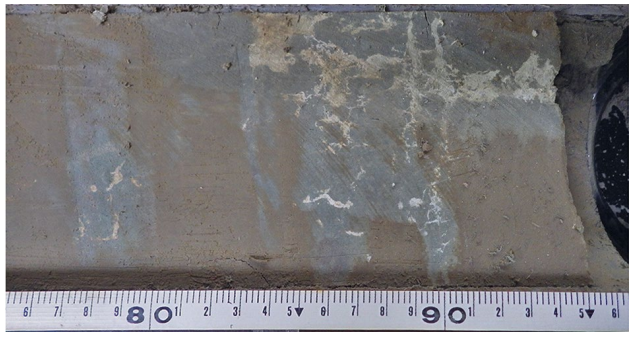


Abb. 9a: Kernabschnitt von 254,80–254,95 m mit schluffigen Tonen der Iffezheim-Fm. und charakteristischen Carbonatnestern

Abb. 9b: Kernabschnitt von 182,40–182,65 m mit schluffigen Tonen der Iffezheim-Fm. und deren Ausbildung eines Plintholsols durch eine starke pedogene Überprägung durch Stauwasser oder unter Grundwassereinfluss

dieser Boden durch Stauwasser oder unter Grundwassereinfluss und weist Gley- und Pseudogleymerkmale auf. Typisch für Plinthosole sind Rost- und Bleichflecken. Gebildet werden diese unter humid-tropischem Klima (Abb. 9b). In diesen Bereichen kommt es auch zur Ausbildung von kugeligen Fe-Konkretionen mit Durchmessern von wenigen Millimetern bis zu zwei Zentimetern. In zwei Abschnitten (175,95–176 und 253,8–253,9 m) wurde massives lignitisiertes Holz erbohrt (Uhl et al. 2024).

Die sandigen Sedimente der Iffezheim-Fm. werden meist diskordant gekappt und von feinklastischen Sedimenten überlagert (Abb. 9c). Insgesamt sind in dem Abschnitt von 104–323 m elf Sand-Ton-Zyklen zu erkennen.

Von 0–104 m unter GOK wurden die pleistozänen Sedimente der Viernheim-, Ludwigshafen- und Mannheim-Fm. erbohrt. Die Ablagerungen sind bis auf die organischen Lagen durchgängig carbonatführend, teilweise sogar carbonatreich (Carbonatgehalt > 10 %). **Die Viernheim-Fm.** reicht von 41,2–104 m, wobei zwischen 97,65–104 m ein Übergangsbereich auftritt, der teilweise aufgearbeitete Sedimente der Iffezheim-Fm. enthält, in denen stark humose feinklastische Ablagerungen auftreten (Abb. 8). Die Viernheim-Fm. wird hauptsächlich durch fluviatile Ablagerungen charakterisiert, die als „Rheinische Fazies" interpretiert werden (Hoselmann 2008, 2021). Dabei handelt es sich um graue bzw. grünlichgraue Fein- bis Mittelsande, die gut bis sehr gut sortiert sind

Abb. 9c: Kernabschnitt von 185,60–185,80 m mit mittelsandigem Feinsand der diskordant gekappt wird und von schluffigem Ton überlagert wird

und einen Carbonatanteil von bis zu 30 % aufweisen können. Häufig treten Hellglimmerplättchen auf, die mehrere Millimeter groß sein können (Abb. 10a). Diese charakteristischen Sande in „Rheinischer Fazies" sind von überregionaler Bedeutung, da sie im Rheinverlauf an verschiedenen Stellen mit mittel- bis unterpleistozänem Alter auftreten. Ein Beispiel sind die Mosbacher Sande (Mosbach-Sande Fm.) im Dyckerhoff-Aufschluss im Wiesbadener Stadtteil Amöneburg. Die „Rheinische Fazies" der Viernheim-Fm. kann hier mit dem Grauen Mosbach bzw. der Haupt-Mosbach-Subformation korreliert werden (Hoselmann 2007, Keller & Radtke 2007, Bohatý 2018, Hoselmann et al. 2018). Am unteren Mittelrhein treten insbesondere rechtsrheinisch im Höhenniveau der älteren Hauptterrasse die Hönninger Sande auf (Bibus 1980, Boenigk & Hoselmann 1991, Hoselmann 1996), die ebenfalls mit der „Rheinischen Fazies" der Viernheim-Fm. korreliert werden.

In der Viernheim-Fm. gibt es verschiedentlich Grobschüttungen von Kiesen, z. B. bei 87,40–88 und 86,05–86,20 m (Abb. 10b). Fraglich ist, ob es sich hierbei um Klimaimpulse handelt, die von überregionaler Bedeutung sind. Die Kiese be-

Abb. 10a: Kernabschnitt von 67,55–67,75 m mit den charakteristischen Fein- bis Mittelsanden in „Rheinischer Fazies" der Viernheim-Fm.

Abb. 10b: Kernabschnitt von 86,05–86,30 m mit sandigen Kiesen der Viernheim-Fm.

Abb. 10c: Geröllaustrag aus dem Tiefenbereich von 97–98 m unter GOK

Abb. 10d: Kataklasit-Geröll aus dem Tiefenbereich von 97–98 m unter GOK

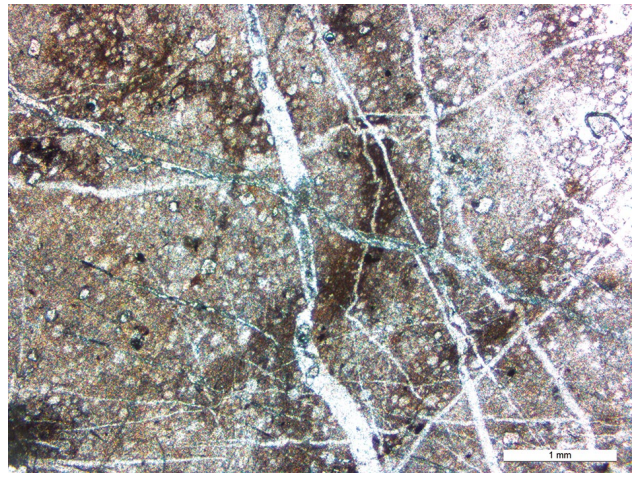


Abb. 10e: Dünnschliff des Kataklasit-Gerölls – unter den parallelen Polarisatoren lassen sich in der hämatitisierten Matrix des Kataklasits vereinzelt Reste von Klinopyroxen und möglicherweise Granat erahnen. Das Gestein wird von Quarz- und Calcitadern durchzogen. (Foto: Charlotte Redler, HLNUG)

Abb. 10f: Kernabschnitt von 16,6–19,9 m mit kryoturbat verwürgten Sedimenten in der Mannheim-Fm.

stehen im Wesentlichen aus gerundeten bis gut gerundeten Kalksteinen, roten Sandsteinen des Buntsandsteins und Quarzen mit einer max. Kantenlänge von 9 cm.

Obwohl es sich sicherlich um das bestmögliche Bohrverfahren zur Gewinnung von Lockergesteinskernproben handelt werden bohrtechnisch bedingt nicht alle sedimentologischen Parameter erfasst. Zum einen ist das Kernrohr oftmals schon vor dem Rammen des kompletten Meters voll, so dass z. T. im Dezimeterbereich Sediment verdrängt wird und dann mit dem neuen Kernmeter eine neue Schicht erbohrt wird, zum anderen fehlen auch kleinere Abschnitte. Von 97–98 m unter GOK wurde beim Aufbohren ein verstärkter Sedimentaustrag von Kiesen und Steinen festgestellt (Abb. 10c). Dieser spiegelt sich nicht im Liner des entsprechenden Abschnitts wider. Dagegen ist im Gamma-Ray-Log in diesem Bereich ein niedriger cps-Wert gemessen worden, so dass hier grobklastische Sedimente zu erwarten sind. An den Kiesen des Austrags wurde eine Schotteranalyse durchgeführt. Die kantengerundeten bis gut gerundeten Klasten von maximal 11 cm Kantenlänge bestehen zu 33,8 % aus rotem und gebleichtem Sandstein des Buntsandsteins, 28,4 % sind Kalksteine aus dem Muschelkalk, 16,2 % kristalline Gesteine, 8,1 % Quarzgerölle und die restlichen Gesteine machen 8,1 % aus. Die Kalksteine und Sandsteine sind über den Neckar in den nördlichen Oberrheingraben transportiert worden. Die kristallinen Gesteine leiten sich aus dem Odenwald ab und die Kieselschiefergerölle stammen aus dem Odenwald oder Schwarzwald. Nach Simon (2012) ist als Liefergebiet der Kieselschiefer auch der Alpenraum nicht auszuschließen. In der Aufsammlung konnte ein Kataklasit-Geröll (freundl. mündl. Mitteilung Dr. Charlotte Redler, HLNUG) beschrieben werden, das vmtl. aus einer Störungszone der Alpen stammt (Abb. 10d, e).

Die **Ludwigshafen-Fm.** tritt in der FB Riedstadt-Erfelden von 39–41,2 m unter GOK als carbonatführender toniger Schluff auf und ist hier lediglich als Erosionsrest erhalten (Abb. 8). Die Mächtigkeit der Ludwigshafen-Fm. beträgt beispielsweise im Kern der FB Viernheim, die allerdings im Bereich des Subsidenzzentrums des Heidelberger Beckens liegt, etwa 37 m. Es ist jedoch anzunehmen, dass die im Wesentlichen limnischen Ablagerungen der Ludwigshafen-Fm. weitflächig im nördlichen Oberrheingraben akkumuliert worden sind und in Bereichen mit geringeren Subsidenzraten zum großen Teil wieder erodiert sind.

Zum Hangenden hin folgt von 39 m bis zur GOK die **Mannheim-Fm.**, die aus fluviatilen carbonatischen, kiesführenden Sanden bestehen, wobei der Kiesanteil wechselt. Im Abschnitt von 14,8–18 m treten feinklastische Sedimente mit Lagen von kiesführendem Sand auf. Typisch für die Mannheim-Fm. ist, dass der Kiesanteil im Gegensatz zur Viernheim-Fm. deutlich höher ist. In der Kiesfraktion dominieren Kalksteine sowie rote Sandsteine des Buntsandsteins aus dem Neckar-Einzugsgebiet. Als lokale Komponenten sind kristalline Gesteine aus dem Odenwald zu nennen. Auch in diesem Abschnitt der Forschungsbohrung gibt es untergeordnet Bereiche, die der „Rheinischen Fazies" entsprechen, so von 14–14,8 m, 18–19,3 m, 20,1–21,35 m, 25–26 m und 31–35,65 m. Dies kann ein Hinweis darauf sein, dass die Sedimente bereits dem Mittelpleistozän und hier evtl. den jüngeren Abschnitten des Cromer-Komplexes akkumuliert wurden. Dabei ist aber nicht auszuschließen, dass es sich um aufgearbeitete Sedimente der Viernheim-Fm. handelt.

Im Bereich von 19,3–20,1 m und 21,35–21,65 m sind die Sedimente durch Kryoturbation verwürgt (Abb. 10f). In diesen Abschnitten muss das Gebiet also über einen längeren Zeitraum unter periglazialen Klimabedingungen Landoberfläche gewesen sein.

Im Bohrloch wurden durch das HLNUG und das LIAG geophysikalische Bohrlochmessungen durchgeführt. In Abb. 11 ist das Gamma-Ray-Log dargestellt, das bei einer vertikalen Auflösung von 5 cm bis zu einer Teufe von 283,63 m ein Sammellog von ^{238}U, ^{232}Th und ^{40}K zeigt. Dieses spiegelt sehr gut die petrographische Abfolge im Bohrloch wider. Dabei muss beachtet werden, dass es durch die verschiedenen Verrohrungen im Bohrloch (vgl. Abb. 7) zu Dämpfungen der Strahlung kommt. Markant ist der Wechsel von der Iffezheim- zur Viernheim-Fm., in der die Gesamtstrahlung der Lockersedimente deutlich abnimmt. Eingeblendet in die Abb. 11 ist ein Detailausschnitt der Messung aus dem Tiefenbereich von 37–43 m unter GOK. Die erhöhten Gamma-Ray-Werte durch das Auftreten der tonigen Schluffe setzt im Log bei rund 38,5 m ein und somit rund 0,5 m vor den Sedimenten im Kern. Dieser Versatz kann auch an anderen Stellen des Kerns beobachtet werden. Das bedeutet, dass es durch den Bohrprozess zu Verschiebungen der Schichtgrenzen kommt. Dies erklärt sich damit, dass das Kernrohr bereits vor dem Erreichen der ein Meter Kernstrecke durch die Verdrängung im Bereich des Rammkernrohrs und des Liners sowie durch Ausdehnungseffekte gefüllt ist und wie in diesem Beispiel das Lockersediment nur noch verdrängt wird. Mit dem neuen Kernmeter wird dann wiederum im „neuen" Sediment weitergebohrt. Somit kommt es zu dem Effekt, dass auch bei diesem aufwändigen und möglichst genauen Bohrverfahren häufig am neu gebohrten Kern Sedimentwechsel auftreten.

2.3 Schwermineralanalysen

Die Schwermineralanalyse an Streupräparaten ist eine etablierte Methode zur Provenienz-Analyse von Feinsanden. Gerade im Rheinsystem wurden in allen Flussabschnitten vom Oberrhein, Mittelrhein, Niederrhein bis zum Rheindelta systematisch Schwermineralanalysen durchgeführt. Für den Oberrhein sind die Arbeiten von van Andel (1950), Boenigk (1977/78, 1987), Maus in Bartz (1982), Hagedorn (2004), Hagedorn & Boenigk (2008), Hoselmann (2008) und Simon (2012; Schwermineralanalytik durch Hagedorn) zu nennen. Das Mittelrheingebiet wurde detailliert von Frechen & van den Boom (1959), Razi Rad (1976), Wypyrsczyk (1989), Hoselmann (1994) und Boenigk & Hoselmann (2003) bearbeitet. Wichtige Arbeiten aus dem Niederrheingebiet und dem Rheindelta sind Vinken (1959), Boenigk (1978), Kemna (2005, 2008), Westerhoff et al. (2008) und Westerhoff (2009).

An der FB Riedstadt-Erfelden wurde bei insgesamt 84 Proben die Schwermineralverteilung analysiert. Dabei wurde die Methode im Wesentlichen nach Boenigk (1983) durchgeführt. Als Schwereflüssigkeit diente Natriumpolywolframat ($Na_6(H_2W_{12}O_{40}) \cdot H_2O$) bei einer Dichte von 2,84 g/cm^3, so dass in der Zentrifuge bei den Mineralen die Schwere- von der Leichtfraktion getrennt werden konnte. Vor der Trennung wurden die Proben mit konzentrierter Salzsäure gekocht, so dass bei der Bestimmung störende Eisen- und Manganhydroxidumkrustungen entfernt wurden. Der Nachteil, dass Carbonate, Apatite und Teile von Monazit und Olivin (Boenigk 1983) bei dieser Behandlung aufgelöst wurden, wurde zur besseren Vergleichbarkeit mit bestehenden eigenen Analysen sowie Literaturdaten in Kauf genommen. Insgesamt wurde der Anteil an opaken Schwermineralen bestimmt sowie 100 transparente Schwerminerale aus dem Feinsandbereich < 0,4 mm ausgezählt.

Insgesamt 45 Proben sind der pliozänen Iffezheim-Fm. von 104–323 m zuzurechnen. In den Proben dominieren die gegenüber Verwitterung extrem stabilen Schwerminerale (Boenigk 1983) Zirkon, Turmalin und die TiO_2-Gruppe (Rutil, Anatas und Brookit). Aber auch die gegenüber der Verwitterung instabilen bis stabilen Schwerminerale wie Granat, Epidot und grüne Hornblende treten in wechselnden Anteilen auf (Abb. 12). Die Schwermineralverteilung im pleistozänen Abschnitt der Bohrung von 0–104 m unter GOK unterscheidet sich signifikant. In den 39 Proben dominieren die gegenüber Verwitterung instabilen bis stabilen Schwerminerale wie Epidot (mit Alterit), grüne Hornblende sowie Granat (Abb. 12). Bei der Unterteilung der Schwerminerale in einzelne Faziestypen tritt die Untergliederung deutlicher hervor (Abb.13). In der Iffezheim-Fm. dominiert die Gruppe der stabilen Schwerminerale, wohingegen in den pleistozänen Sedimenten die Rhein-

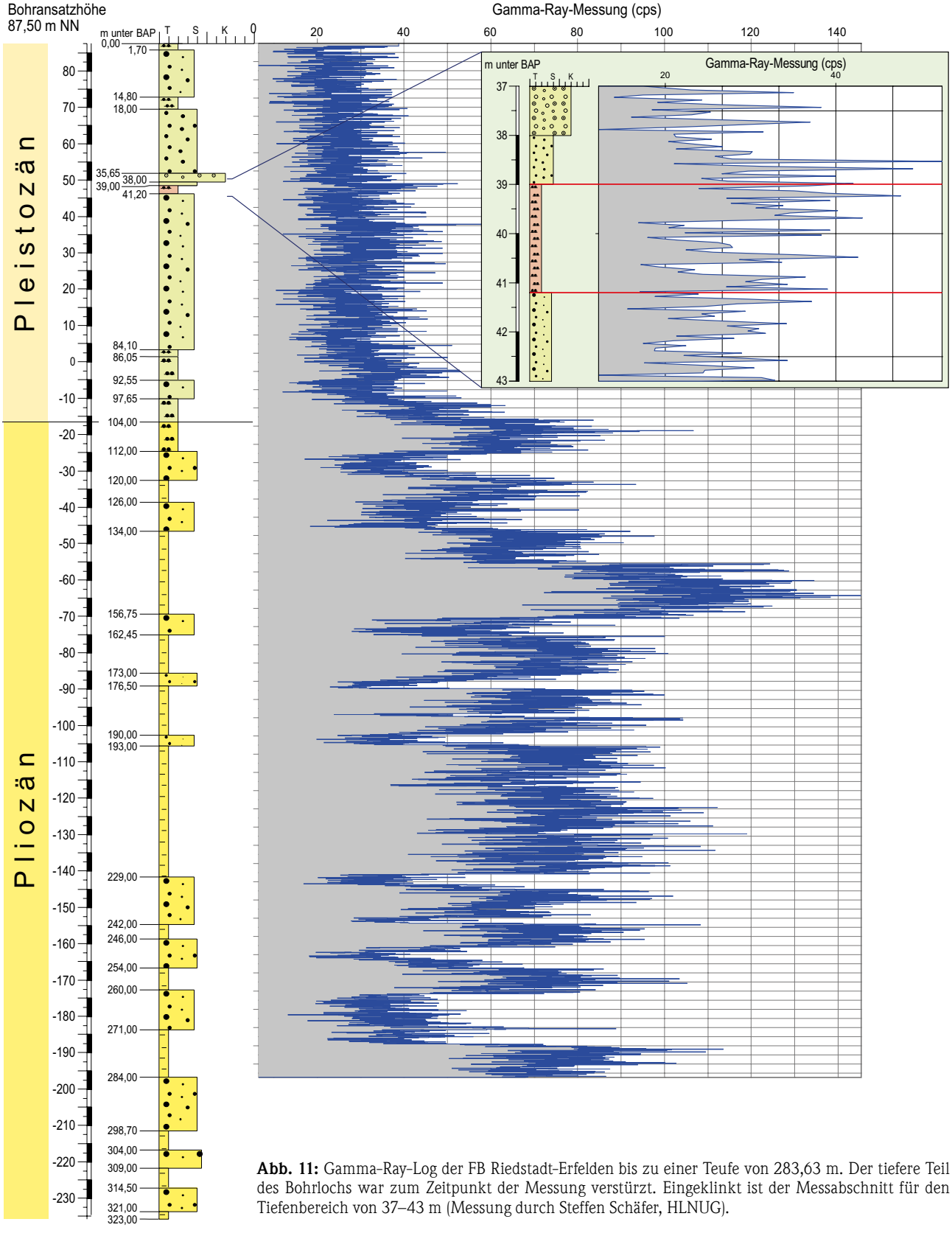


Abb. 11: Gamma-Ray-Log der FB Riedstadt-Erfelden bis zu einer Teufe von 283,63 m. Der tiefere Teil des Bohrlochs war zum Zeitpunkt der Messung verstürzt. Eingeklinkt ist der Messabschnitt für den Tiefenbereich von 37–43 m (Messung durch Steffen Schäfer, HLNUG).

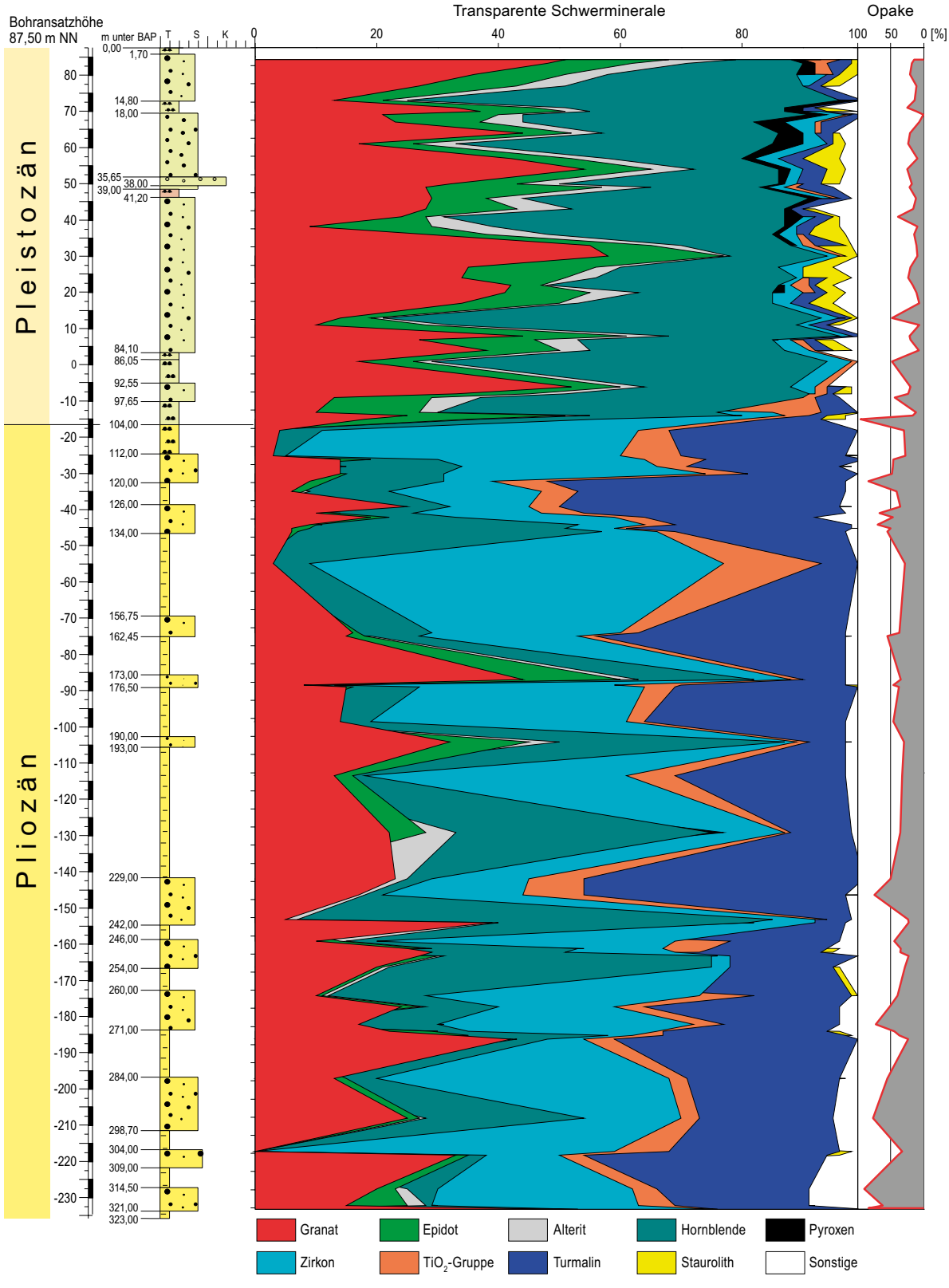


Abb. 12: Schwermineraldiagramm an 84 Sandproben der FB Riedstadt-Erfelden; Hornblende beinhaltet grüne und untergeordnet braune Hornblende; die TiO_2-Gruppe schließt Rutil, Brookit und Anatas ein; die seltenen Minerale fassen Andalusit, Sillimanit, Disthen, Titanit, Monazit und Spinell zusammen

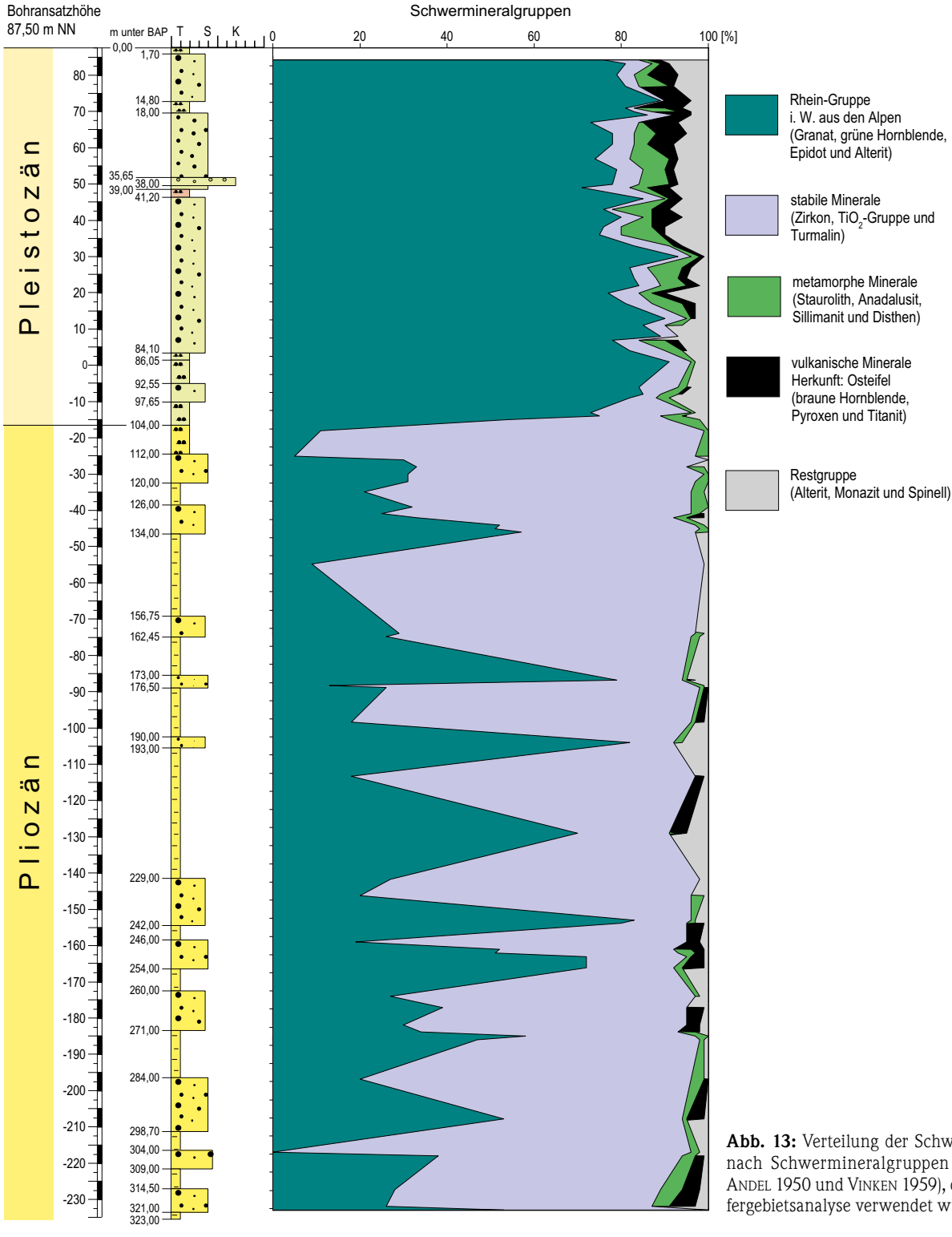


Abb. 13: Verteilung der Schwermineralgruppen (nach VAN ANDEL 1950 und VINKEN 1959), die zur Liefergebietsanalyse verwendet wurden

Gruppe bestimmend ist. Die Peaks bei der Rhein-Gruppe in der Iffezheim-Fm. wird durch lokale Schüttungen aus dem Odenwald interpretiert.

Signifikante Unterschiede zwischen den pliozänen und pleistozänen Sedimenten liegen auch bei den opaken Schwermineralen vor, die in der Durchlichtmikroskopie nicht weiter differenziert werden können. Zu den opaken Schwermineral-

len zählen u. a. Ilmenit, Magnetit, Hämatit, Goethit, Limonit und Pyrit. In der Iffezheim-Fm. treten durchschnittlich rund 46 % Opake auf, wohingegen in der Viernheim-, Ludwigshafen- und Mannheim-Fm. durchschnittlich nur 21 % Opake auftreten. Diese Bobachtung deckt sich mit den Auszählungen in anderen Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben (FB Viernheim: pliozäne Sedimente 40 % Opake vs. pleistozäne Sedimente 18 % Opake). Der prozentuale Anteil der Schwerminerale in der Feinsandfraktion ist in den pliozänen Sedimenten mit durchschnittlich 0,7 % erheblich niedriger als in den pleistozänen Ablagerungen mit 1,9 %.

Der Carbonatgehalt hat bei den pleistozänen Proben, die für die Schwermineralanalyse verwendet wurden, keinen Einfluss auf den Anteil der instabilen Schwerminerale. Eine Beobachtung, die bereits bei den Proben der FB Viernheim gemacht wurde (Hoselmann 2008). Bei einer postsedimentären Verwitterung der Sedimente durch pedogene Überprägung kommt es zuerst zu einer Abreicherung bzw. Verlagerung der Carbonate. Falls es im Profil zu einer pedogenen Überprägung gekommen wäre, die im Profil makroskopisch nicht offensichtlich ist, hätte es auch zu einer Abreicherung der instabilen Schwerminerale kommen müssen. Dies ist aber in den Forschungsbohrungen Riedstadt-Erfelden und Viernheim nicht der Fall. Ein Zusammenhang niedrige Carbonatgehalte vs. niedrige Gehalte instabiler Schwerminerale ist nicht nachweisbar. Das wiederum bedeutet, dass die Sedimente im Pleistozän nahezu ihre ursprüngliche Schwermineralassoziation behalten haben und sich somit ideal für eine Liefergebietsanalyse eignen. Bei drei Sandproben in der Iffezheim-Fm., die für die Schwermineralanalyse verwendet wurden, ist ein höherer Carbonatgehalt festzustellen. Hier steigt auch der Anteil der instabilen Schwerminerale auf 63, 66 und 69 % an. Das Schwermineralspektrum hat eine Verteilung wie pleistozäne Proben. Da auch der Erscheinungscharakter des Kernmaterials eher aussieht wie im Pleistozän, kann man nicht ausschließen, dass es sich hier bohrtechnisch um Nachfall handelt.

3 Schlussfolgerungen und Interpretation der ersten Ergebnisse der FB Riedstadt-Erfelden

Die FB Riedstadt-Erfelden bestätigt die lithostratigraphische Untergliederung der pliozänen und pleistozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheingraben. Die Plio-/Pleistozängrenze liegt bei 104 m unter GOK und ist somit deutlich höher gelegen, als in Richtung des Subsidenzzentrums Heidelberger Becken in der FB Viernheim mit 225 m. Die Lage der eher feinklastischen Ludwigshafen-Fm. ist mit einem Tiefenbereich von 39–41,2 m unter GOK recht tief; was bedeutet, dass entweder die Absenkung im Raum Riedstadt sich in der Mannheim-Fm. erhöht hat oder es sich bei dem feinklastischen Horizont um eine Zwischenlage in der Viernheim-Fm. handelt. Die tiefste Probe der Mannheim-Fm. bei 38,50 m bei der eine Infrarot-Radiofluoreszenz- (IR-RF) Datierung durchgeführt wurde, ergab ein IR-RF-Alter von >396,5 ± 45,2 ka (Sontag-González et al. 2024). Das Alter stimmt gut mit den publizierten Daten von Li et al. (2017) aus dem Basisbereich der Mannheim-Fm. der UniNord-1-Bohrung überein. Trotzdem sind weitere Pollenanalysen bzw. Lumineszenzdatierungen notwendig.

Die Schwermineralanalyse der Feinsandfraktion an der FB Riedstadt-Erfelden zeichnet auch den markanten Wechsel an der Plio- Pleistozängrenze nach. Die Ablagerungen der Iffezheim-Fm. sind durch lokale Liefergebiete gekennzeichnet und zeigen deutliche Sedimenteinträge von Osten aus dem Odenwald. Diese markanten Wechsel in der Schwermineralführung zeigt auch eine Auswahl von Bohrungen aus dem nördlichen Oberrheingraben (Abb. 14). Die Iffezheim-Fm. zeigt jeweils eine Dominanz der stabilen Schwerminerale zum Teil unterbrochen durch lokale Schüttungen. Der markante Wechsel zu den pleistozänen Akkumulationen wird durch die beginnende Dominanz der Rhein-Gruppe gekennzeichnet. Auch hier kommt es mitunter zu starken lokalen Einträgen, wie z. B. bei der Bohrung P36 in Ludwigshafen, wo das Diagramm lokale Schüttungen vom westlichen Grabenrand aufzeigt. Dies wurde bereits bei Hagedorn & Boenigk (2008) für die Bohrung P 34 (Abb. 1) beschrieben. Die eingetragene Grenze von der Iffezheim- zur Viernheim-Fm. (Abb. 14) zeigt den Anstieg Plio- Pleistozängrenze von Süden nach Norden von gut 200 m auf rund 100 m unter GOK im Raum Gräfenhausen. Dies entspricht auch der Isolinienkarte der Quartärbasis bei Hoselmann (2021).

In Abbildung 15 sind die Schüttungsrichtungen in den nördlichen Oberrheingraben zur Zeit des Plio-/Pleistozäns eingetragen. Während der Ablagerungszeitraum der Iffezheim-Fm. durch lokale Schüttungen von den Grabenschultern geprägt wird (Abb. 15a), sind im Pleistozän überregionale Einträge dominant (Abb 15b). Die Minerale der Rheingruppe werden grundsätzlich mit der Erweiterung des Liefergebiets auf das alpine Rhein- bzw. Aare-System interpretiert (u. a. Boenigk 1987, Boenigk & Frechen 2006, Kemna 2008, Preusser 2008).

Der Anteil der Schwerminerale an der Feinsandfraktion liegt in der Iffezheim-Fm. im nördlichen Oberrheingraben bei knapp 1 % und in den Sedimenten des Mains bei rund 0,2 %. Die Anteile sind in den pleistozänen Ablagerungen mit 1,65 % im Rheinsystem und 0,63 % im Mainsystem signifikant höher. Da im Pleistozän der Neckar nur einen Anteil von rund 0,04 % Schwermineralen in der Feinsandfraktion hat, bildet die Schwermineralzusammensetzung in den FB sehr gut das überregionale Spektrum des Rheinsystems ab. Ein weiterer

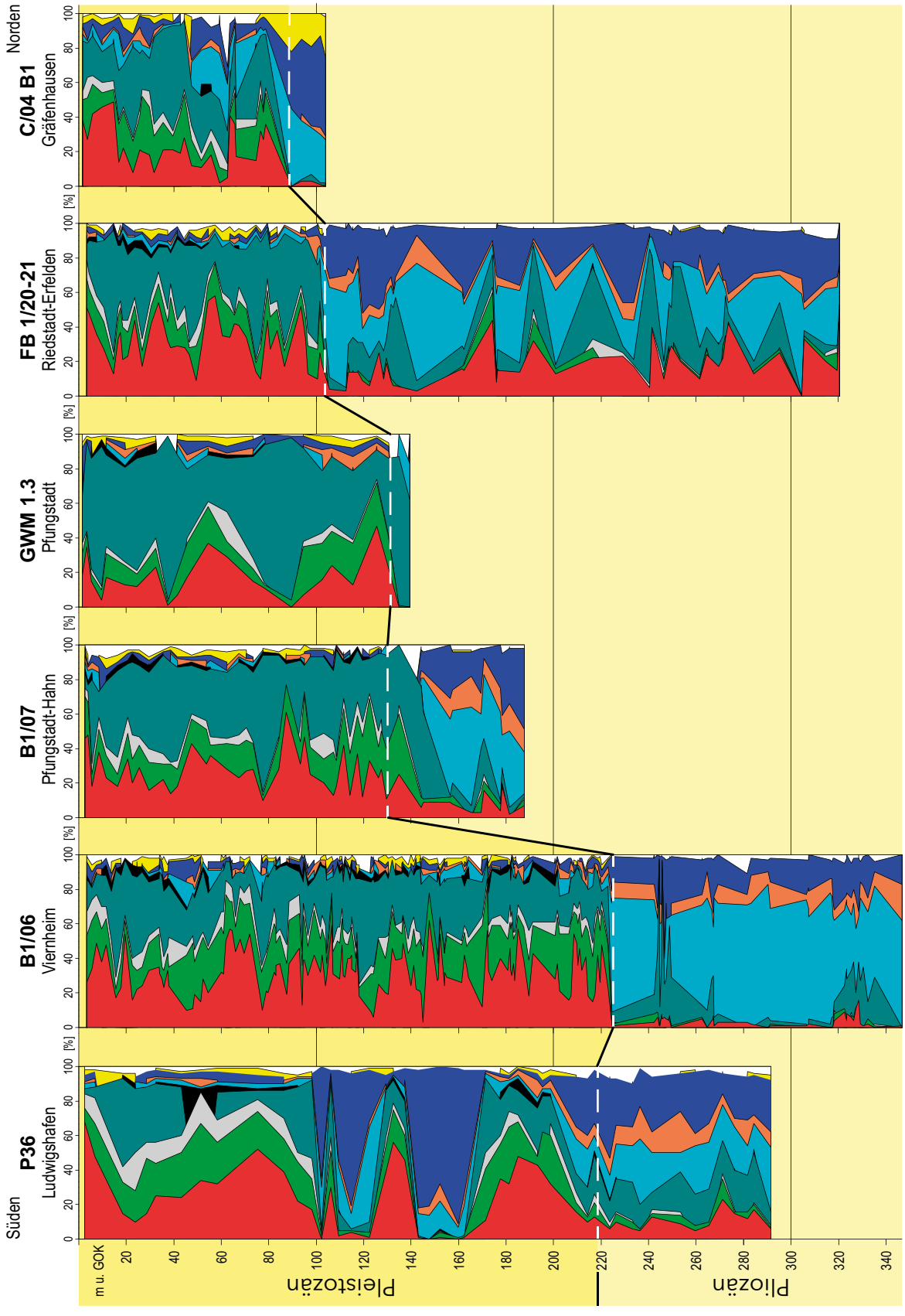


Abb. 14: Schwermineralverteilung an ausgewählten Forschungsbohrungen aus dem nördlichen Oberrheingraben. Die Namen der Bohrungen beziehen sich auf Tabelle 1. In die Diagramme ist jeweils mit einer Linie die Grenze von der Iffezheim- zur Viernheim-Fm. eingetragen. Sämtliche Schwermineralanalysen wurden von Christian Hoselmann durchgeführt.

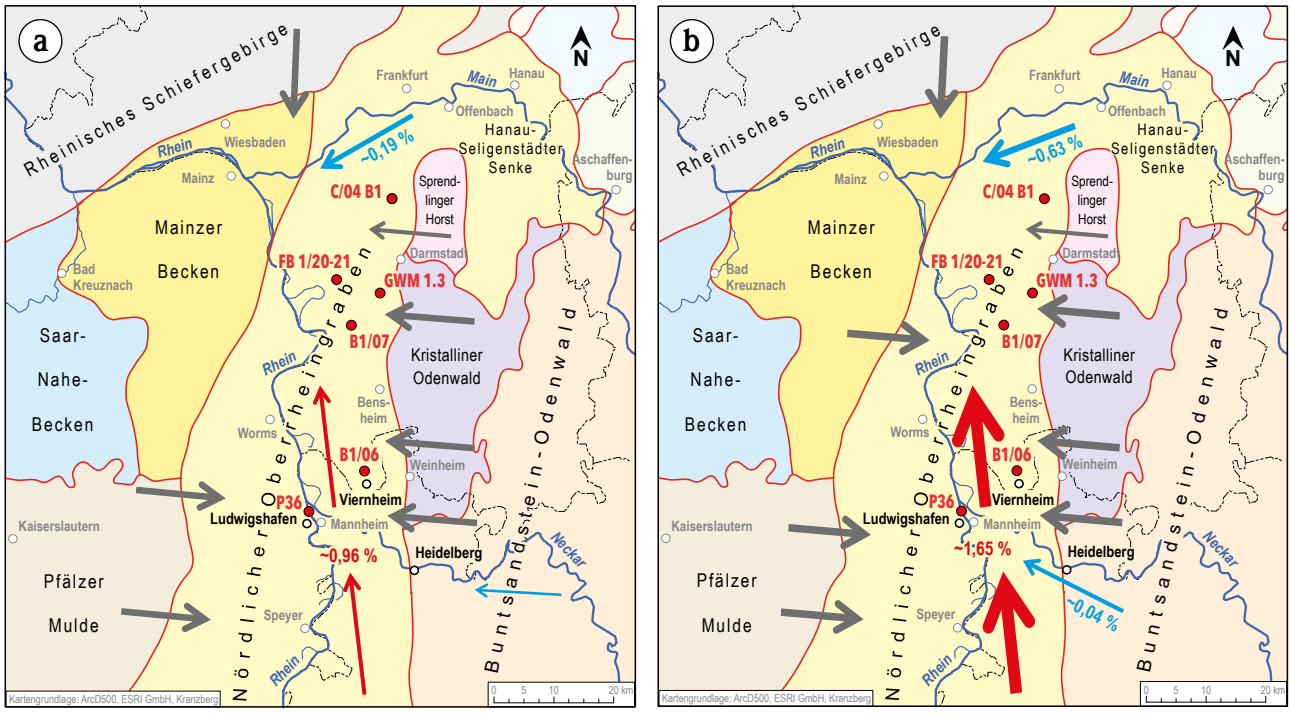


Abb. 15: Liefergebiete für Schwerminerale der Feinsandfraktion in den nördlichen Oberrheingraben **a)** zur Zeit der Iffezheim-Formation und **b)** während des Pleistozäns. Die Prozentzahlen geben den Anteil der Schwerminerale in der Feinsandfraktion an.

Aspekt ist, dass mit rund 46 % der Anteil der Opaken an den Schwermineralen in der FB Riedstadt-Erfelden deutlich höher ist als mit durchschnittlich gut 20 % in den pleistozänen Proben. Das erhöht den Anteil der transparenten Schwerminerale im Pleistozän deutlich gegenüber den Anteilen in der Iffezheim-Fm. Zwischen den einzelnen lithostratigraphischen Einheiten des Pleistozäns sind in der Schwermineralführung keine signifikanten Unterschiede zu erkennen.

Bisher sprechen sämtliche Argumente dafür, dass die markante lithologische Grenze mit dem Übergang von der Iffezheim- zur Viernheim-Fm. auch den Beginn des Quartärs dokumentiert. Dies würde ein Alter von 2,58 Ma bedeuten (Cohen et al. 2013, Gibbard et al. 2010). Neben der Schwermineralanalyse, der sehr unterschiedlichen petrographischen Ausbildung und den Gamma-Ray-Logs, den Molluskenuntersuchungen (Wedel 2008, 2024), der Paläobotanik (G. Heumann & T. Litt in Hoselmann 2021) sprechen die paläomagnetischen Untersuchungen von Scheidt et al. (2015) dafür, dass in diesem Abschnitt die Matuyama-Gauss-Feldumkehr bei 2,595 Ma (Cohen & Gibbard 2022) anzunehmen ist. Auch die Auswertung von mineralmagnetischen Untersuchungen sowie der Interpretation der Umwelt- und Klimaveränderungen an der Plio-Pleistozängrenze unterstützen diese Interpretation (Scheidt et al. 2020). Dies widerspricht derzeit der Auffassung (u. a. Ellwanger et al. 2008, Hahne et al. 2012), dass auch der unterste Abschnitt der FB Heidelberg UniNord II aufgrund eines palynologischen Befunds bei 499–500 m in das Unterpleistozän (Tegelen-Komplex) zu stellen ist. In der Bohrung Uni-Nord II liegt die schwermineralogisch belegte Grenze (Simon 2012) von der Iffezheim- zur Viernheim-Fm. bei 299 m unter GOK.

Die Erweiterung des rheinischen Flusssystems auf den Alpenbereich ist von überregionaler Bedeutung, so dass eine Dominanz der Schwerminerale Epidot, Granat und grüne Hornblende der Rhein-Gruppe mit alpiner Herkunft auch in den sehr gut aufgeschlossenen Sedimenten der Niederrheinischen Bucht wiederholt beschrieben wurde. Diese Schwermineralvergesellschaftung tritt dort erstmals dominant in den Oebel-Schichten (Oebel beds) auf (Kemna 2005, Boenigk & Frechen 2006; Gibbard 2021). Die Oebel-Schichten sind normal magnetisiert und werden der Gauss-Epoche zugerechnet und besitzen somit ein spätpliozänes Alter. Sie werden lithostratigraphisch mit dem unteren Teil der Waalre-Formation (WA-1; Westerhoff 2009, Griffioen et al. 2016) des Rhein-Maas-Systems der Niederlande korreliert. Die Waalre-Fm. liegt im Hangenden der Kieseloolith-Fm., die ein miozänes bis pliozänes Alter aufweist. In der Kieseloolith-Fm. treten nach Kemna (2005) instabile Schwerminerale auf, die dem Alpenraum zugerechnet werden. Da auch in der Iffezheim-Fm. des nördlichen Oberrheingrabens Einträge von instabilen Schwermineralen von den Grabenrändern wie z. B. in der FB Riedstadt-Erfelden beschrieben werden, ist es nicht auszuschließen, dass die instabile Schwermineralvergesellschaftungen innerhalb der Kieseloolith-Fm. von den Grabenrändern des

Oberrheingrabens stammen. Zur Verfizierung sind geochemische Provenienzanalysen an den „alpinen" Schwermineralen eine geeignete Methode. Erste Untersuchungen liegen von Hülscher et al. (2018) vor, die an Hand von geochemischen Untersuchungen von Einzelkörner an Granat und Amphibolen festgestellt haben, dass beispielsweise die Provenienz von pyropreichem Almandin korngrößenabhängig ist und diese zum Teil aus dem Schwarzwald und den Vogesen stammen. Auch bei Mg-Hornblenden lässt sich der pleistozäne Eintrag von den Grabenrändern nachweisen. Für diese Untersuchung wurde auch eine Probe der FB Pfungstadt-Hahn B1/07 (Abb. 1) analysiert. Neun von zehn $^{40}Ar/^{39}Ar$-Datierungen an Amphibolen ergaben ein variszisches Alter, was ein Liefergebiet von den Grabenrändern impliziert. Nur eine Probe weist ein mittelpermisches Alter auf, so dass nach Beltrán-Triviño et al. (2013) diese mit vulkanosedimentären Abfolgen der Alpen in Verbindung steht.

Trotzdem lässt das Auftreten des alpinen Schwermineralspektrums im ausgehenden Pliozän der Niederrheinischen Bucht (Oebel-Schichten) nicht ausschließen, dass der Übergang zum Pliozän im untersten Abschnitt der Viernheim-Fm. erfolgt ist.

In den Schwermineraldiagrammen des nördlichen Oberrheingrabens (Abb. 12–14) treten in geringen Prozentzahlen Pyroxen, braune Hornblende und Titanit auf, die beispielsweise am unteren Mittelrhein (Bartels & Hardt 1974, Hoselmann 1996) mit dem Osteifel-Vulkanfeld korreliert werden, dessen ersten pleistozäner Vulkanismus vor rund 700 ka einsetzte (van den Bogaard & Schmincke 1990). Da diese Minerale aber in sämtlichen Schwermineraldiagrammen auch in der Viernheim-Fm. bis zur Quartärbasis auftreten, kann nicht von einer Herkunft aus dem Osteifelraum ausgegangen werden. Hier wären weitere geochemische Einzelkornanalysen hilfreich.

Die FB Riedstadt-Erfelden bietet ein großes Potential, um an dem sehr guten Kernmaterial die sedimentologische wie auch die paläoklimatische Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabens zu beschreiben. Zusammen mit den anderen Forschungsbohrungen der Region (Tab. 1) ergibt sich ein umfassendes Bild, das mit dem hoch aufgelösten Sedimentarchiv im nördlichen Oberrheingraben die geologische Entwicklung des Rheinsystems von den Alpen bis zur Nordsee beschreibt. Es sind allerdings weitere Untersuchungen an der FB Riedstadt-Erfelden sowie anderen Bohrungen z. B. zur Geochronologie notwendig, um den Akkumulationsraum des nördlichen Oberrheingrabens in eine saubere chronostratigraphische Abfolge aufzugliedern.

Neben den Zusammenhängen zwischen Klima und Tektonik auf das Ablagerungsgeschehen sind auch die Zusammenhänge mit den nordischen Eisschilden z. B. im Saale-Komplex (Busschers et al. 2008) und deren Einfluss auf das Sedimentationsgeschehen im Rheinsystem zu untersuchen. Dazu sind sehr gute Altersmodelle der pleistozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheingraben notwendig. Ein weiterer offener Punkt ist, wie es zu den im nördlichen Oberrheingraben weit verbreiteten limnisch-fluviatilen Ablagerungen während der Ludwigshafen-Fm. gekommen ist. Aufgrund paläomagnetischer Untersuchungen (Scheidt et al. 2015, 2020) liegt im Grenzbereich von der Viernheim- zur Ludwigshafen-Fm. die Grenze zwischen dem Matuyama- und Brunhes-Chron (773 ka; Cohen & Gibbard 2022). Die Ablagerungen der Ludwigshafen-Fm. müssen somit jünger als 773 ka sein und gehören daher zum Mittelpleistozän. Daher ist es nicht auszuschließen, dass es durch die nordischen Vereisungen während der Elster-Kaltzeit und des Saale-Komplexes zu einem oder auch wiederholten Rückstau des Rhein-Systems vor dem Rheinischen Schiefergebirge gekommen ist, was einerseits ein limnisches System im nördlichen Oberrheingraben hat entstehen lassen, das auch zeitlich länger angehalten hat. Dies hat auch zu einem Rückstau in den Tributarien wie dem Main und der Kinzig sowie dem Neckar geführt. Dokumente dieses Rückstaus, der auch mehrgliedrig gewesen sein kann, sind dann die Talverschüttungssedimente (u. a. Seidenschwann & Juvigné 1986). Beobachtungen von Franzen (2001) in Rheinhessen beschreiben den „Rheinhessensee", dessen Interpretation grundsätzlich in eine ähnliche Richtung geht. Die großen Mächtigkeiten, von feinklastischen Sedimenten in der Ludwigshafen-Fm. – im Raum Viernheim >20 m – lassen sich nicht alleine durch laterale Einträge als Liefergebiete erklären. Angenommen wird daher auch ein signifikanter Eintrag von äolischem Löss.

Danksagung: Der Autor dankt der Firma Daldrup & Söhne AG für die technische Ausführung der FB Riedstadt-Erfelden und die verlässliche Zusammenarbeit. Der Stadt Riedstadt wird für die Bereitstellung des Grundstücks sowie für die sehr reibungslose Zusammenarbeit gedankt, die trotz erheblicher zeitlicher Verzögerungen vorbildlich war. Das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik hat während der Ausführung der Bohrung die Arbeiten durch verschiedene geophysikalische Bohrlochvermessungen unterstützt, wofür insbesondere Dr. Hermann Buness, Dr. Gerald Gabriel, Thomas Grelle, Carlos Lehne, Dr. Rüdiger Thomas und Dr. Thomas Wonik gedankt sei. Die Firma Rhein Petroleum GmbH hat die Arbeiten insbesondere mit der Auswertung und zur Verfügung Stellung der 3D-Seismik entscheidende Hinweise gegeben, so dass der Bohrpunkt an eine „sichere" Stelle verlegt werden konnte. Hier sei insbesondere Herrn Dr. Carsten Reinhold (jetzt Eavor GmbH) und Dr. Michael Schwarz (jetzt Ingenias AG) gedankt. Viele Kolleginnen und Kollegen des HLNUG haben die Arbeiten unterstützt; besonders hervorzuheben sind hier M.sc. Christine Link für die Erstellung der ausgezeichneten Schwermineralpräparte sowie Michaela Hoffman und Martina Schaffner für ihre Unterstützung bei den Abbildungen. Eine langjährige und vertrauensvolle Zusammenarbeit besteht mit den benachbarten Staatlichen Geologischen Diensten in Baden-Württemberg (Dr. Dietrich Ellwanger, Dr. Ulrike Wielandt-Schuster) und Rheinland-Pfalz (Dr. Michael Weidenfeller).

4 Schriftenverzeichnis

Bartels, G. & Hard, G. (1974): Zur Datierung des Rodderbergs bei Bonn. – Decheniana, **126**: 367–376; Bonn.

Bartz, J. mit Beitr. von Brelie, G. v. d. & Maus, H. (1982): Quartär und Jungtertiär II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. – Geol. Jb., A **63**: 3–237; Stuttgart.

Beltrán-Triviño, A., Winkler, W. & von Quadt, A. (2013): Tracing Alpine sediment sources through laser ablation U–Pb dating and Hf-isotopes of detrital zircon. – Sedimentology **60** (1): 197–224; doi.org/10.1111/sed.12006.

Bibus, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – Frankfurter geowiss. Arb., **D 1**: 296 S.; Frankfurt a.M.

Boenigk, W. (1977/78): Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen. – Mz. Naturw. Arch., **16**: 91–126; Mainz.

Boenigk, W. (1978): Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär. – E&G Quaternary Sci. J., **28**: 1–9; Hannover, doi.org/10.3285/eg.28.1.01.

Boenigk, W. (1983): Schwermineralanalyse. – 152 S.; Stuttgart (Enke).

Boenigk, W. (1987): Petrographische Untersuchungen jungtertiärer und quartärer Sedimente am linken Oberrhein. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F., **69**: 357-394; Stuttgart.

Boenigk, W. & Frechen, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. – Quatern. Sci. Rev., **25** (5–6): 550–574; Oxford, doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.018.

Boenigk, W. & Hoselmann, C. (1991): Zur Genese der Hönninger Sande (unterer Mittelrhein). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **41**: 1–15; Hannover.

Boenigk, W. & Hoselmann, C. (2003): Tertiäre und unterpleistozäne Terrassenablagerungen am Mittelrhein. – GeoArchaeoRhein, **4**: 193-243; Münster.

Bohatý, J. (2018): Das paläontologische Bodendenkmal „Mosbach-Sande, Steinbruch Ostfeld“ (Wiesbaden) und die lithostratigraphische Neugliederung der pleistozänen Mosbach-Sande-Formation *sensu* Hoselmann. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **139**: 51-65; Wiesbaden.

Buness H. & Gabriel, G. (2012): Reflexionsseismische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrungen Heidelberg UniNord und Viernheim. – LBRB-Informationen, **26**: 195–210; Freiburg i. Br.

Buness, H., Gabriel, G. & Ellwanger, D. (2008): The Heidelberg Basin drilling project: Geophysical pre-site surveys. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3–4): 338–366; Hannover, doi.org/10.3285/eg.57.3-4.4.

Busschers, F.S., van Balen, R.T., Cohen, K.M., Kasse, C., Weerts, H.J.T., Wallinga, J. & Bunnik, F.P.M. (2008): Response of the Rhine-Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet. – Boreas, **37**: 377-398; https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00025.x.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; aktualisiert): The ICS International Chronostratigraphic Chart. – Episodes, **36**: 199-204, www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-02.pdf.

Cohen, K.M. & Gibbard, P.L. (2022): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v2022a. – Mendeley Data (data.mendeley.com), dx.doi.org/10.17632/dtsn3xn3n6.3.

Ellwanger, D. (2010a): Iffezheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. – Hannover: BGR. Last updated 03.11.2010. Record No. 1000014. – www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 31.01.2024).

Ellwanger, D. (2010b): Mannheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. – Hannover: BGR. Last updated 03.11.2010. Record No. 1000011. – www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 31.01.2024).

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, doi.org/10.4000/quaternaire.406.

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. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3–4): 316–337; Hannover, doi.org/10.3285/eg.57.3-4.3.

Ellwanger, D., Grimm, M.C., Hoselmann, C., Hottenrott, M., Weidenfeller, M. & Wielandt-Schuster, U. (2011): 5.1.7.4 Iffezheim-Formation. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **75**: 113–116; Hannover.

Felix-Henningsen, P. (2018): Field Trip D (27. September 2018): characteristics and development of the Mesozoic–Tertiary weathering mantle and Pleistocene periglacial slope deposits in the Hintertaunus mountainous region. – DEUQUA Spec. Pub. 1, 53-77; doi.org/10.5194/deuquasp-1-53-2018.

Franzen, J.L. (2001): Der Rheinhessensee – neue Erkenntnisse neue Fragen. – Natur u. Museum, **131**(4): 126–128; Frankfurt a. M.

Frechen, J. & van den Boom, G. (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 89-125; Krefeld.

Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C. & Weidenfeller, M. (2008): Vorwort: Das Bohrprojekt „Heidelberger Becken“. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3–4): 261–269; Hannover, doi.org/10.3285/eg.57.3-4.00.

Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C., Weidenfeller, M., Wielandt-Schuster, U. & The Heidelberg Basin Project Team (2013): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – Quatern. Int., **292**: 43–58; Amsterdam, doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044.

Gibbard, P.L. (2021): A tribute to Boenigk (1978): The fluvial development of the Lower Rhine Basin during the late Tertiary and early Quaternary. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **70**: 251–255; Göttingen, doi.org/10.5194/deuquasp-3-125-2021.

Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C. & The Subcommission On Quaternary Stratigraphy (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – J. Quatern. Sci., **25** (2): 96–102; New York, doi.org/10.1002/jqs.1338.

Griffioen, J., G. Klaver, G. & Westerhoff, W.E. (2016): The mineralogy of suspended matter, fresh and Cenozoic sediments in the fluvio-deltaic Rhine–Meuse–Scheldt–Ems area, the Netherlands: An overview and review. – Netherlands J. Geosci. – Geologie en Mijnbouw, **95** (1): 23–107; doi.10.1017/njg.2015.32.

Grimm, M. (2011): 5.2.7.6 *arvernensis*-Schotter. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **75**: 191–192; Hannover.

Hagedorn, E.-M. (2004): Sedimentpetrographie und Lithofazies der jungtertiären und quartären Sedimente im Oberrheingebiet. – Diss. Geol. Inst. Univ. Köln: 248 S.; Köln. – URL: kups.ub.unikoeln.de/volltexte/2004/1253/.

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. – Geologie en Mijnbouw, **87** (1): 21–32; Utrecht, doi:10.1017/S001677460002401X.

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. – LBRB-Informationen, **26**: 119–154; Freiburg i. Br.

Hahne, J., Ellwanger, D. & Stritzke, R. (2008): Evidence for a Waalian thermomer pollen record from research borehole Heidelberg UniNord, Upper Rhine Graben, Baden-Württemberg. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3–4): 403–410; Hannover, doi.org/10.3285/eg.57.3-4.7.

Hoselmann, C. (1994): Stratigraphie des Hauptterrassenbereichs am unteren Mittelrhein. – Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröffentlichungen, **96**: 236 S.; Köln.

Hoselmann, C. (1996): Der Hauptterrassen-Komplex am unteren Mittelrhein. – Z. dt. geol. Ges., **147** (4): 481–497; Stuttgart.

Hoselmann, C. (2007): Haupt-Mosbach-Subformation. – In: LithoLex [Online-database]. Hannover: BGR. Last updated 07.07.2009. Record No. 1000001, www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 31.01.2024).

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). – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3–4): 286–315; Hannover, doi.org/10.3285/eg.57.3-4.2.

Hoselmann, C. (2010): Viernheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 03.11.2010. Record No. 1000013. – www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 31.01.2024).

Hoselmann, C. (2021): 5.2 Quartär. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): Geologie von Hessen: 416–461; Stuttgart (Schweizerbart).

Hoselmann, C., Laupenmühlen, T., Bohatý, J., Radtke, G., Weber, G., Weidenfeller, M. (2018): Field Trip C (27. September 2018): Fluviatile und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet. – DEUQUA Spec. Pub., **1**: 29-52, Göttingen; doi.org/10.5194/deuquasp-1-29–2018.

Hottenrott, M. (2011a): 5.1.7.3 Groß-Rohrheim-Formation. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **75**: 106–109; Hannover.

Hottenrott, M. (2011b): 5.1.7.3 Weiterstadt-Formation. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **75**: 110–113; Hannover.

Hülscher, J., Bahlburg, H. & Pfänder, J. (2018): New geochemical results indicate a non-alpine provenance for the Alpine Spectrum (epidote, garnet, hornblende) in quaternary Upper Rhine sediment. – Sedimentary Geology, **375**: 134–144; doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.02.010.

Hunze, S. & Wonik, T. (2008): Sediment Input into the Heidelberg Basin as determined from Downhole Logs. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3–4): 367–381; Hannover, doi.org/10.3285/eg.57.3-4.5.

Keller, T. & Radtke, G. (2007): Quartäre (Mosbach-Sande) und kalktertiäre Ablagerungen im NE Mainzer Becken (Exkursion L am 14. April 2007). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **89**: 307–333; Stuttgart.

Kemna, H.A. (2005): Pliocene and Lower Pleistocene stratigraphy in the Lower Rhine Embayment, Germany. – Kölner Forum für Geologie und Paläontologie, **14**: 1–113; Köln.

Kemna, H.A. (2008): A Revised Stratigraphy for the Pliocene and Lower Pleistocene Deposits of the Lower Rhine Embayment. Netherlands J. Geosci. – Geologie en Mijnbouw, **87** (1): 91–105; doi:10.1017/S0016774600024069.

Knipping, M. (2008): Early and Middle Pleistocene pollen assemblages of deep core drillings in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherlands J. Geosci. – Geologie en Mijnbouw, **87** (1): 51–65; Utrecht, doi:10.1017/S0016774600024045.

Krippner, A. & Bahlburg, H. (2013): Provenance of Pleistocene Rhine River Middle Terrace sands between the Swiss–German border and Cologne based on U–Pb detrital zircon ages. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **102**: 917–932; Berlin, doi: 10.1007/s00531-012-0842-8.

Lauer, T., Frechen, M., Hoselmann, C. & Tsukamoto, S. (2010): Fluvial aggradation phases in the Upper Rhine Graben – New insights by quartz OSL dating. – Proc. Geol. Assoc., **121** (2): 154–161; Middlesex, N.J., doi.org/10.1016/j.pgeola.2009.10.006.

Lauer, T., Krebetschek, M.R., Frechen, M., Tsukamoto, S., Hoselmann, C. & Weidenfeller, M. (2011): Infrared Radiofluorescence (IR-RF) dating of Middle Pleistocene fluvial archives of the Heidelberg Basin (Southwest Germany). – Geochronometria, **38**: 23–33; Berlin, doi.org/10.2478/s13386-011-0006-9.

Lenz, O. (2024): Erste Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen der Sedimente aus der Forschungsbohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden. – Geol. Jb. Hessen, **141**: 59–74; Wiesbaden.

LGRB – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.) (2012): Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg. – LGRB-Informationen, **26**: 216 S.; Freiburg i. Br.

Li, Y., Tsukamoto, S., Frechen, M. & Gabriel, G. (2018): Timing of fluvial sedimentation in the Upper Rhine Graben since the Middle Pleistocene: Constraints from quartz and feldspar luminescence dating. – Boreas, **47**: 256–270; Oxford, doi.org/10.1111/bor.12266.

Preusser, F. (2008): Characterisation and evolution of the River Rhine system. – Netherlands J. Geosci. – Geologie en Mijnbouw, **87** (1): 5-17; Utrecht, doi:10.1017/S0016774600024008.

Preusser, F., Büschelberger, M., Kemna, H.A., Miocic, J., Mueller, D. & May, J.-H. (2021): Exploring possible links between Quaternary aggradation in the Upper Rhine Graben and the glaciation history of northern Switzerland. – International Journal of Earth Sciences, **110**: 1827–1846; doi.org/10.1007/s00531-021-02043-7.

Przyrowski, R. & Schäfer, A. (2015): Quaternary fluvial basin of northern Upper Rhine Graben. – Z. dt. Ges. Geowiss., **166** (1): 71–98; Stuttgart, doi.10.1127/1860-1804/2014/0080.

Razi Rad, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartärstratigraphie am Mittelrhein. – Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröffentlichungen, **28**: 164 S.; Köln.

Rolf, C. & Hambach, U. (2012): Erste Ergebnisse zur Magnetik der Sedimente des Heidelberger Beckens (Bohrung UniNord). – LBRB-Informationen, **26**: 163–170; Freiburg i. Br.

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. – Geologie en Mijnbouw, **87** (1): 39–48; Utrecht, doi:10.1017/S0016774600024033.

Scheidt, S., Egli, R., Frederichs, T., Hambach, U. & Rolf, C. (2017): A mineral magnetic characterization of the Plio-Pleistocene fluvial infill of the Heidelberg Basin (Germany). – Geophysical J. Int., **210**: 743–764; Oxford, doi.org/10.1093/gji/ggx346.

Scheidt, S., Hambach, U., Hao, Q., Rolf, C. & Wennrich, V. (2020): Environmental signals of Pliocene-Pleistocene climatic changes in Central Europe: Insights from the mineral magnetic record of the Heidelberg Basin sedimentary infill (Germany). – Global an Planetary Change, **187**: 103–116; Amsterdam, doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103112.

Scheidt, S., Hambach, U. & Rolf, C. (2015): A consistent magnetic polarity stratigraphy of late Neogene to Quaternary fluvial sediments from the Heidelberg Basin (Germany): A new time frame for the Plio-Pleistocene palaeoclimatic evolution of the Rhine Basin. – Global and Planet. Change, **127**: 103–116; Amsterdam, doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.004.

Seidenschwann, G. & Juvigné, E. (1986): Fundstellen mittelpleistozäner Tephralagen im Randbereich des Kristallinen Vorspessarts – Ein Beitrag zur Schwermineralogie und Stratigraphie quartärer Tephren. – Z. dt. geol. Ges., **137**: 625–655; Hannover, DOI: 10.1127/zdgg/137/1986/625.

Simon, T. (2012): Herkunft und Transport der Sedimente in der Forschungsbohrung Heidelberg UniNord. – LGRB-Informationen, **26**: 107–118; Freiburg i. Br.

Sontag-González, M., Geis, A.-L., Kolb, T. & Fuchs, M. (2024): Chronostratigraphie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden: Erste Datierungsansätze mittels IR-RF – Geol. Jb. Hessen, **141**: 29–38; Wiesbaden.

Uhl, D., Spiekermann, R. & Hoselmann, C. (2024): Pliozäne Hölzer aus der Iffezheim-Formation der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **141**: 75–85; Wiesbaden.

van Andel, T.H. (1950): Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments. – 129 S.; Wageningen (Veenman & Zonen).

van den Bogaard, P. & Schmincke, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – deuqua-Führer, **1**: 166–190; Hannover.

Vinken, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 127-170; Krefeld.

Wedel, J. (2008): Pleistocene molluscs from research boreholes in the Heidelberg Basin. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3–4): 382–402; Hannover, doi.org/10.3285/eg.57.3-4.6.

Wedel, J. (2024): Untersuchungen an Mollusken der Forschungsbohrung bei Riedstadt-Erfelden. – Geol. Jb. Hessen, **141**: 45–57; Wiesbaden.

Weidenfeller, M. (2010): Ludwigshafen-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 02.11.2010. Record No. 1000012. – http://www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 01.02.2024).

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. – Netherlands J. Geosci., **87** (1): 33–40; Utrecht, doi:10.1017/S0016774600024021.

Weidenfeller, M. & Knipping, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3–4): 270–285; Hannover, doi.org/10.3285/eg.57.3-4.1.

Westerhoff, W.E. (2009): Stratigraphy and sedimentary evolution – The lower Rhine-Meuse system during the Late Pliocene and Early Pleistocene (southern North Sea Basin). – Geology of the Netherlands, **2**: 168 S.; doi.org/10.13140/rg.2.1.2038.2561.

Westerhoff, W.E., Kemna, H.A. & Boenigk, W. (2008): The confluence area of Rhine, Meuse, and Belgian rivers: Late Pliocene and Early Pleistocene fluvial history of the northern Lower Rhine Embayment. – Netherlands J. Geosci. – Geologie en Mijnbouw, **87** (1): 107-125; doi:10.1017/S0016774600024070.

Wypyrsczyk, B. (1989): Statistik an sedimentpetrographischen Daten im Tertiär und Quartär. – Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröffentlichungen, **67**: 142 S.; Köln.

Zeeden, C., Paknia, M., Scheidt, S., Kaboth-Bahr, S., Vinnepand, M. & Hoselmann, C. (2024): Erste paläomagnetische Ergebnisse der Bohrung „Riedstadt-Erfelden". – Geol. Jb. Hessen, **141**: 39–44; Wiesbaden.

Geol. Jb. Hessen **141**: 29–38, 4 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden 2024

Mariana Sontag-González[1], Anna-Lena Geis[1], Thomas Kolb[1] & Markus Fuchs[1]

Chronostratigraphie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden: Erste Datierungsansätze mittels Infrarot-Radiofluoreszenz (IR-RF)

Kurzfassung

Der Oberrheingraben (ORG), der sich über 300 km von Basel in der Schweiz bis Frankfurt am Main in Deutschland erstreckt, enthält eine der mächtigsten und kontinuierlichsten Abfolgen pleistozäner und pliozäner Sedimente in Mitteleuropa. In den Jahren 2020/21 wurde vom Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) eine Bohrung bei Riedstadt-Erfelden, Hessen, abgeteuft, um die treibenden Faktoren hinter den Sedimentations- und Erosionsprozessen des Rhein-Systems sowie die geologische Entwicklung des Grabensystems während des Quartärs und darüber hinaus zu untersuchen. Die vorliegende Arbeit ergänzt die lithostratigraphischen Informationen durch die Anwendung von Lumineszenz-Datierungsmethoden auf den oberen Abschnitt des Riedstadt-Erfelden Bohrkerns. Es werden Datierungsergebnisse basierend auf innovativen Infrarot-Radiofluoreszenz (IR-RF) Messungen präsentiert und diese mit der etablierten Technik der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) von Quarz verglichen. Vorläufige Altersabschätzungen decken für die Proben bis zu einer Tiefe von ca. 17 m Ablagerungsalter in der Zeitspanne von ca. 4–344 ka ab. Proben aus größerer Tiefe ließen sich mit Lumineszenz-basierten Verfahren nicht datieren, da sie bereits die Datierungsobergrenze erreichen und damit nur minimale Altersabschätzungen ergaben.

Abstract

The Upper Rhine Graben (URG), a rift extending over 300 km from Basel, Switzerland to Frankfurt, Germany, contains one of the thickest and most continuous successions of Pleistocene and Pliocene sediments in central Europe. In 2020/21, a new drilling project at Riedstadt-Erfelden, Hesse, was conducted by the Hessian Agency for Nature Conservation, Environment and Geology (HLNUG) to inform on driving factors behind sedimentation and erosion processes of the Rhine system as well as the geological evolution of the graben system throughout the Quaternary and beyond. The present work complements the lithostratigraphic information by applying luminescence dating methods on the upper section of the Riedstadt-Erfelden core. We present and compare results using infrared radiofluorescence (IR-RF), a relatively new and innovative approach, with the more established technique of optically stimulated luminescence (OSL) of quartz. New preliminary ages from the top-most ca. 17 m cover the time span ca. 4–344 ka. Deeper samples are at or beyond the dating limit of available luminescence-based methods, thus only yielding minimum age estimates.

Inhalt

1	Einleitung	30
2	Methodik	31
	2.1 Probennahme und Probenaufbereitung	31
	2.2 Bestimmung der Äquivalenzdosis (D_e)	32
	2.2.1 OSL	32
	2.2.2 IR-RF	32
	2.3 Bestimmung der Dosisleistung (DL)	33
3	Datierungsergebnisse und Interpretation	34
4	Diskussion	36
	4.1 Dosisleistung	36
	4.2 K-Feldspat IR-RF	36
	4.3 Zuverlässigkeit der Altersergebnisse	36
5	Schlussbetrachtung und Ausblick	37
6	Schriftenverzeichnis	37

[1] Dr. M. Sontag-González, A.-L. Geis, Dr. T. Kolb und Prof. Dr. M. Fuchs, Institut für Geographie, Justus-Liebig-Universität Gießen, Senckenbergstr. 1, 35390 Gießen, E-Mail: Mariana.Sontag-Gonzalez@geogr.uni-giessen.de

1 Einleitung

Im nördlichen Oberrheingraben wurde in den Jahren 2020/21 die Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden im Auftrag des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) abgeteuft (Abb. 1). Die Bohrung erreichte eine Endtiefe von 323 m, wobei die zwischen 104 m und der Endtiefe anstehenden Sande und Tone lithostratigraphisch als pliozäne Iffezheim-Formation zu interpretieren sind (Hoselmann 2024, diese Ausgabe). Die bis in eine Tiefe von 104 m in Wechsellagerung anstehenden Kiese, Sande und Tone sind demnach dem Quartär zuzuordnen. Mit der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden steht damit ein Sedimentarchiv zur Verfügung, das nicht nur die Bearbeitung wichtiger lokaler geowissenschaftlicher Fragen erlaubt, sondern auch die Bearbeitung überregionaler Fragen wie beispielsweise die der tektonik- und klimagesteuerten Flussgeschichte des Rheins zulässt (Hoselmann 2009, Preusser 2008). Insbesondere die vollständig erbohrten quartären Sedimente, die dominant fluvialen Charakter aufweisen, bieten umfängliche Möglichkeiten, das Quartär sowie seine Umwelt- und Klimageschichte für den nördlichen Oberrheingraben und sein Einzugsgebiet zu rekonstruieren.

Die auf Sedimentarchiven basierende Rekonstruktion vergangener Klima-, Umwelt- und Geologieverhältnisse setzt eine robuste Chronostratigraphie voraus, die mittels geeigneter numerischer Datierungsverfahren zu erstellen ist (Wagner 1998). Dabei definiert das Sediment und der zu datierende Altersbereich die Wahl der Datierungsverfahren. Für den quartären Abschnitt der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden mit seinen dominant klastischen Sedimenten, bietet sich fast ausschließlich das Methodenspektrum der unterschiedlichen Lumineszenzdatierungsverfahren an (Preusser et al. 2008, Bateman 2019, Fuchs 2019, Fuchs et al. 2020). Vorteil der Lumineszenzdatierung gegenüber anderen Datierungsmethoden ist die Möglichkeit der direkten Sedimentdatierung, bei welcher der Zeitpunkt der letztmaligen Belichtung des Sediments bestimmt wird, also der Zeitpunkt der Sedimentablagerung. Hierfür werden die ubiquitär vorhandenen Minerale Quarz und Kalium-Feldspat (K-Feldspat) verwendet. Der mit der Lumineszenzdatierung abzudeckende Altersbereich umfasst in der Regel die letzten ca. 200–300 ka, reicht also bis in das mittlere Quartär.

Für die Erstellung eines ersten Altersmodells für die Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden wurde die Infrarot-Radiofluoreszenz (IR-RF) an K-Feldspäten herangezogen (Trautmann et al. 1998, Krbetschek et al. 2000, Schilles & Habermann 2000, Erfurt & Krbetschek 2003). Dieses Verfahren hat gegenüber anderen Lumineszenzdatierungsverfahren das Potential, den Altersbereich der Lumineszenzdatierung zu erweitern und gleichzeitig das Problem des anormalen Signalverlustes (Fading) bei Feldspäten zu umgehen, welches zu einer Altersunterschätzung führt und somit eine im allgemeinen fehlerbehaftete Alterskorrektur notwendig macht. Bisher konnte die IR-RF-Methode für die Datierung zahlreicher fluvialer Sedimente erfolgreich eingesetzt werden (Wagner et al. 2010, Kreutzer et al. 2014, Lauer & Weiss 2018). Auch die ca. 40 km südlich der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden gelegenen Bohrungen im Heidelberger Becken (Ellwanger et al. 2005, Gabriel et al. 2009, 2013, Hoselmann 2009), konnten durch Lauer et al. (2011) mittels IR-RF datiert werden. Allerdings ist die Datierung mittels IR-RF trotz großer Potentiale weiterhin mit einigen Herausforderungen verbunden (Murari et al. 2018), so dass dieses Datierungsverfahren trotz er-

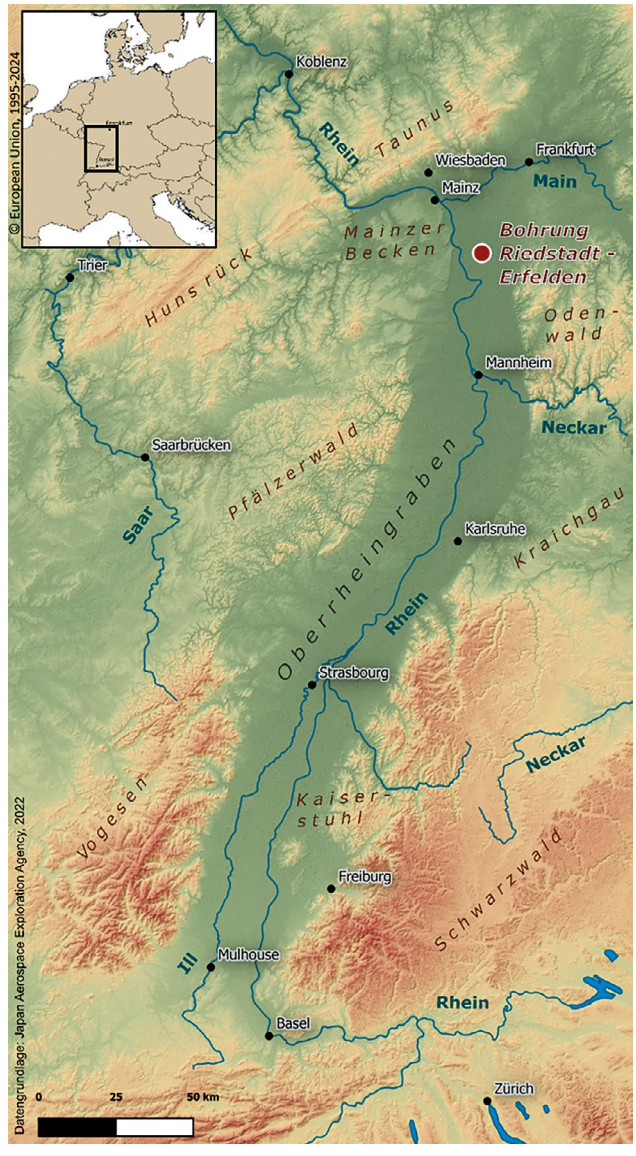


Abb. 1: Übersichtskarte mit der Position der Bohrung Riedstadt-Erfelden im nördlichen ORG. © EuroGeographics bezüglich der Verwaltungsgrenzen

heblicher Entwicklungsfortschritte speziell auf dem Gebiet der Messprotokolle (Frouin et al. 2017, Murari et al. 2021a) nach wie vor noch nicht als ausreichend abgesichert eingestuft werden kann. Deshalb werden die hier vorgestellten IR-RF-Datierungsergebnisse der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden mit Ergebnissen der optisch stimulierten Lumineszenzdatierung (OSL) an Quarzen für den jüngeren Altersabschnitt (< 46ka) verglichen und diskutiert.

2 Methodik

Das Lumineszenzalter (A) einer Probe errechnet sich aus dem Quotienten der Äquivalenzdosis (D_e) und der Dosisleitung (DL):

$$A\,[ka] = \frac{(D_e\,[Gy])}{(DL\,[Gy/ka])}$$

Sowohl die Äquivalenzdosis, also die Menge der absorbierten Energie pro Masseneinheit, als auch die Dosisleistung sind probenspezifische Werte, die individuell an den zu datierenden Sedimenten bestimmt werden müssen.

2.1 Probennahme und Probenaufbereitung

Die zu datierenden Sedimente wurden im Rahmen von Kernbohrungen gewonnen. Hierzu wurden lichtundurchlässige PVC-Inliner mit einer Länge von jeweils einem Meter und einem Durchmesser von 10 cm verwendet. Zwölf Kernbereiche, welche die gesamte mit Lumineszenzmethoden datierbare Zeitspanne umfassen sollen, wurden für die Datierung ausgewählt. Die Lithologie der beprobten Bohrkerne ist in Hoselmann (2024, diese Ausgabe) beschrieben. Zur Entnahme der Lumineszenzproben wurden diese Inliner unter Dunkellaborbedingungen aufgesägt. Für jede Datierungsprobe wurden dem Bohrkern ca. 5 cm Probenmaterial entnommen, das anschließend im Lumineszenzlabor des Instituts für Geographie der Justus-Liebig-Universität Gießen aufbereitet wurde (Abb. 2).

Die Bestimmung der Äquivalenzdosis (D_e) erfolgte an den Quarzen bzw. K-Feldspäten der Korngrößenfraktion 90 – 200 µm (Grobkornfraktion). Hierzu wurde das Probenmaterial zunächst nass gesiebt und anschließend mit einer 33 %-igen Lösung von Wasserstoffperoxid (H_2O_2) sowie einer 10 %-igen Lösung von Salzsäure (HCl) behandelt, um organische Bestandteile und Karbonate zu entfernen. Mit der darauffolgenden Schweretrennung mittels Natriumheteropolywolframat (LST) konnten die Quarz- (2,68 – 2,63 g/cm³) sowie die K-Feldspatfraktion (< 2,58 g/cm³) gewonnen werden. In einem finalen Schritt wurde die Quarzfraktion für die Dauer von 60 min mit konzentrierter Flusssäure (HF, 40 %) behandelt, um so die durch Alpha-Strahlung beeinflussten äußeren Bereiche der Quarzkörner zu entfernen. Mögliche Fluorverbindungen infolge der HF-Ätzung wurden im Anschluss durch eine 30-minütige Behandlung mit konzentrierter HCl (30 %) zerstört.

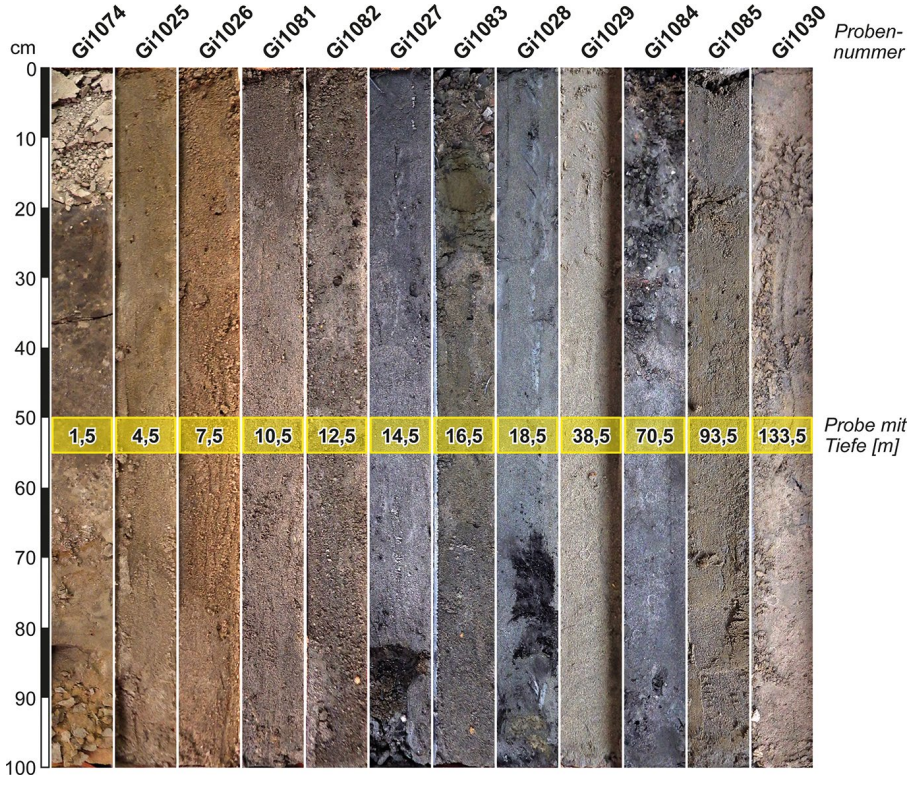


Abb. 2: Datierte Bohrkerne. Die Proben für die Lumineszenzdatierung wurden im Bereich der gelb markierten Stellen genommen. Ab der angegebenen Bohrtiefen wurden 5 cm Probenmaterial entnommen.

Die Bestimmung der Dosisleistung (DL) erfolgte an einem Teil des für die D_e-Bestimmung entnommen Probenmaterials, das vor der Dunkellaboraufbereitung separiert wurde. Für die DL-Bestimmung wurde das Material bei 105 °C getrocknet, zunächst gemörsert und schließlich in einer Schwingmühle zu feinem Staub aufgemahlen.

2.2 Bestimmung der Äquivalenzdosis (D_e)

Die Messungen zur Bestimmung der Äquivalenzdosis (D_e) wurden auf einem Messgerät der Firma Freiberg Instruments sowie auf einem Gerät des Herstellers Risø durchgeführt. Für die IR-RF-Messungen kam dabei ein Gerät der Bauart Lexsyg Research (Gerätebezeichnung „Gauss“) zum Einsatz. Die Quarz-gestützten OSL-Messungen erfolgten auf einem Risø TL/OSL-DA-20-System (Gerätebezeichnung „Max“). Beide Messgeräte sind mit eingebauten $^{90}Sr/^{90}Y$-Quellen ausgestattet, die Dosisleistungen von 0,058 Gy/s (Gauss) bzw. 0,102 Gy/s (Max) aufweisen (Stand: 01.01.2024). Die für die Altersberechnung verwendeten Äquivalenzdosen wurden auf der Grundlage der probenspezifischen D_e-Verteilungen unter Anwendung des sog. Central Age Models (CAM; Galbraith et al. 1999) ermittelt. Zur Berechnung des Gesamtfehlers wurde das Verfahren der quadratischen Fehlerfortpflanzung nach Gauß angewendet. Dabei wurden für jede gemessene Unterprobe (Aliquot) eine Messungenauigkeit von 2 % sowie eine zusätzliche Kalibrationsungenauigkeit von 5 % im Rahmen der Quellenkalibrierung berücksichtigt. Alle für die Bestimmung der D_e-Werte und ihrer Ungenauigkeiten notwendigen Berechnungen sind mit der Statistiksoftware **R** (R Core Team 2022) unter Einbeziehung der Erweiterungspakete „Luminescence“ v.0.9.21 (Kreutzer et al. 2023) und „numOSL“ v.2.8 (Peng et al. 2013) vollzogen worden.

2.2.1 OSL

Bei den Quarz-basierten OSL-Messungen erfolgte die Stimulation mit blauen LEDs (470 ± 30 nm). Das Lumineszenzsignal wurde mit Hilfe eines Photomultipliers des Typs Thorn-EMI 9235 aufgezeichnet, wobei das Detektionsfenster durch die Verwendung eines vorgeschalteten U-340 Hoya (7,5 mm) Filters auf den Wellenlängenbereich der UV-Emission beschränkt wurde. Für die Durchführung der Messungen wurde auf ein etabliertes Standardprotokoll, dem sog. Single Aliquot Regenerative Dose Protocol (SAR, Murray & Wintle 2000) zurückgegriffen. Ein Vorheizschritt entfernte thermisch instabile Signalkomponenten vor der OSL-Messung bei 125 °C (50 s). Mögliche Sensitivitätsveränderungen wurden durch das Signal einer konstanten Testdosis in jedem SAR-Zyklus korrigiert. Die optimale Vorheiztemperaturen wurden für jede Probe getestet und entsprechend angepasst (Gi1074: 220 °C, Gi1025: 180 °C, Gi1026 und Gi1081: 200 °C; wobei der Testdosisvorheizschritt jeweils 20 °C niedriger durchgeführt wird). Die Zuverlässigkeit des Messprotokolls wurde für jede Probe individuell durch einen sog. „Dose Recovery Test“ überprüft. Dabei wurden Teilmengen des Probenmaterials zunächst gebleicht und im Labor einer bekannten Dosis ausgesetzt. Für diese künstlich bestrahlen Teilproben wurden dann mit Hilfe des gewählten Messprotokolls Messungen zur D_e-Bestimmung durchgeführt. Innerhalb der als akzeptabel erachteten Messungenauigkeit von ± 10 % konnte die künstlich applizierte Dosis für alle Proben erfolgreich reproduziert werden.

Nach Abzug eines spezifischen Hintergrundsignals (durchschnittliches OSL-Signal der letzten 10 s Messzeit) wurde das für die D_e-Ermittlung verwendete OSL-Signal aus dem Integral der ersten 0,5 s Messzeit abgeleitet. Die D_e-Bestimmung erfolgte durch Interpolation des natürlichen Lumineszenzsignals auf die Kurve der regenerativen Werte (Wachstumskurve), die durch eine exponentielle Funktion beschrieben wird (Abb. 3a). Nur die D_e-Werte aus Kurven, welche den gängigen Mindestanforderungen genügten, wurden für die Altersbestimmung benutzt. Zu diesen Mindestanforderungen gehörten: (a) eine ausreichende Signalintensität (Signal der ersten Testdosis höher als das Dreifache des Hintergrundsignalfehlers und mit einem relativen Standardfehler < 25 %), (b) eine gute Signalreproduzierbarkeit (± 10 %), (c) eine ausreichende Signalbleichbarkeit (Signal einer Nulldosis < 5 % des Signals der höchsten Dosis), (d) eine hohe Qualität des verwendeten Fitting-Algorithmus für die Konstruktion des Wachstumskurve (reduzierter Chi-Quadrat Wert < 10) und (e) der Nachweis des Fehlens von Probenverunreinigungen durch Feldspat-Komponenten (< 20 % Signalverlust nach Stimulation mit infrarotem Licht).

2.2.2 IR-RF

Bei den IR-RF-Messungen erfolgte die Detektion mit einem Hamamatsu H7421-50 Photomultiplier und einem Chroma D850/40 Filter, der die Emissionen auf den IR-Wellenlängenbereich begrenzte. Alle Messungen folgten dem Messprotokoll von Frouin et al. (2017). Ein Vorheizschritt (70 °C, 900 s) entfernte instabile Signalkomponenten. Ein erster Bestrahlungsschritt (Bestrahlungszeit: 10 000 s) lieferte die natürliche Radiofluoreszenzkurve. Danach wurde die Probe durch einen eingebauten Solarsimulator vollständig gebleicht (Bleichungszeit: 24 817 s). Nach einer zweistündigen Pause, welche das Abklingen von Phosphoreszenzerscheinungen ermöglichen sollte, wurde die Probe ein zweites Mal bestrahlt (35 000 s, 45 000 oder 65 000 s, je nach erwarteter D_e). Diese zweite Bestrahlung lieferte die regenerative Kurve. Die D_e-Bestimmung erfolgte durch die Anwendung einer sog. „Sliding“-Technik,

bei der die natürlichen Kurven durch horizontales Verschieben mit den jeweiligen regenerativen Kurven zur Deckung gebracht wurden (Abb. 3b). Sensitivitätsänderungen wurden dabei durch eine vertikale Korrektur berücksichtigt (Murari et al. 2018).

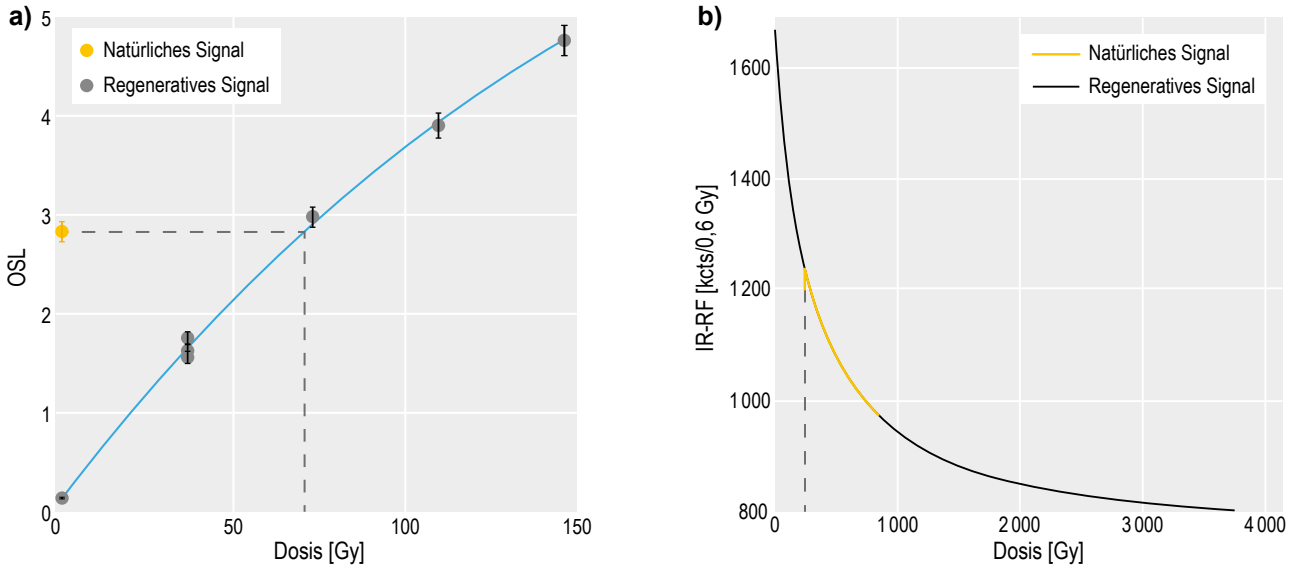


Abb. 3: Bestimmung der Äquivalenzdosis (D_e) am Beispiel von Probe Gi1081 mit den Verfahren **(a)** Quarz-OSL und **(b)** K-Feldspat-IR-RF. Bei **(a)** sind die abgebildeten Signalwerte (y-Achse) auf das jeweilige Testdosissignal normiert (Sensitivitätsänderungskorrektur). Die grau gestrichelten Linien zeigen die Interpolation des natürlichen Signalwertes auf die gefittete Kurve und die resultierende D_e.

2.3 Bestimmung der Dosisleistung (DL)

Die Konzentrationen der radioaktiven Elemente U, Th und K als Grundlage zur Berechnung der Dosisleistungen wurden mit Hilfe eines innovativen Szintillations-basierten Messverfahrens bestimmt, das eine gleichzeitige Messung von Alpha- und Beta-Partikeln ermöglicht (sog. µDose-System; Tudyka et al. 2018, Kolb et al. 2022). Das Probenmaterial wurde hier-

Tab. 1: Berechnungsparameter und Komponente der Dosisleistung (DL) für Quarz und K-Feldspat (KF). Die Tiefe bezieht sich auf die Bohrtiefe. Der gemessene Wassergehalt jeder Probe ist in Klammern angegeben.

Probe	Tiefe [m]	Wasser-gehalt [%]	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]	Kosmische DL [Gy/ka]	Quarz DL [Gy/ka]	KF interne DL [Gy/ka]	KF DL [Gy/ka]
Gi 1074	1,5	20 (27)	2,38 ± 0,19	10,12 ± 0,70	1,84 ± 0,05	0,175 ± 0,018	2,69 ± 0,11	0,60 ± 0,20	3,44 ± 0,24
Gi 1025	4,5	20 (25)	0,51 ± 0,14	2,70 ± 0,49	1,30 ± 0,04	0,123 ± 0,012	1,44 ± 0,07	0,60 ± 0,20	2,07 ± 0,22
Gi 1026	7,5	20 (23)	0,67 ± 0,09	1,99 ± 0,28	1,48 ± 0,04	0,090 ± 0,009	1,53 ± 0,07	0,60 ± 0,20	2,17 ± 0,22
Gi 1081	10,5	20 (18)	0,60 ± 0,09	4,87 ± 0,33	1,73 ± 0,04	0,068 ± 0,007	1,87 ± 0,08	0,60 ± 0,20	2,52 ± 0,22
Gi 1082	12,5	20 (18)	1,07 ± 0,08	2,67 ± 0,24	1,65 ± 0,04	0,057 ± 0,006	-	0,60 ± 0,20	2,40 ± 0,22
Gi 1027	14,5	20 (21)	0,91 ± 0,14	0,97 ± 0,47	1,68 ± 0,04	0,049 ± 0,005	-	0,60 ± 0,20	2,28 ± 0,22
Gi 1083	16,5	20 (21)	0,80 ± 0,07	2,06 ± 0,22	1,33 ± 0,04	0,042 ± 0,004	-	0,60 ± 0,20	2,03 ± 0,21
Gi 1028	18,5	20 (22)	1,38 ± 0,13	5,01 ± 0,42	1,35 ± 0,04	0,036 ± 0,004	-	0,60 ± 0,20	2,36 ± 0,22
Gi 1029	38,5	20 (21)	0,66 ± 0,14	1,96 ± 0,49	1,52 ± 0,04	0,012 ± 0,001	-	0,60 ± 0,20	2,12 ± 0,22
Gi 1084	70,5	20 (20)	0,59 ± 0,15	3,13 ± 0,53	1,33 ± 0,04	0	-	0,60 ± 0,20	2,02 ± 0,22
Gi 1085	93,5	20 (19)	0,31 ± 0,13	0,59 ± 0,45	1,72 ± 0,04	0	-	0,60 ± 0,20	2,11 ± 0,22
Gi 1030	133,5	20 (24)	2,30 ± 0,18	0,62 ± 0,59	1,74 ± 0,04	0	-	0,60 ± 0,20	2,55 ± 0,22

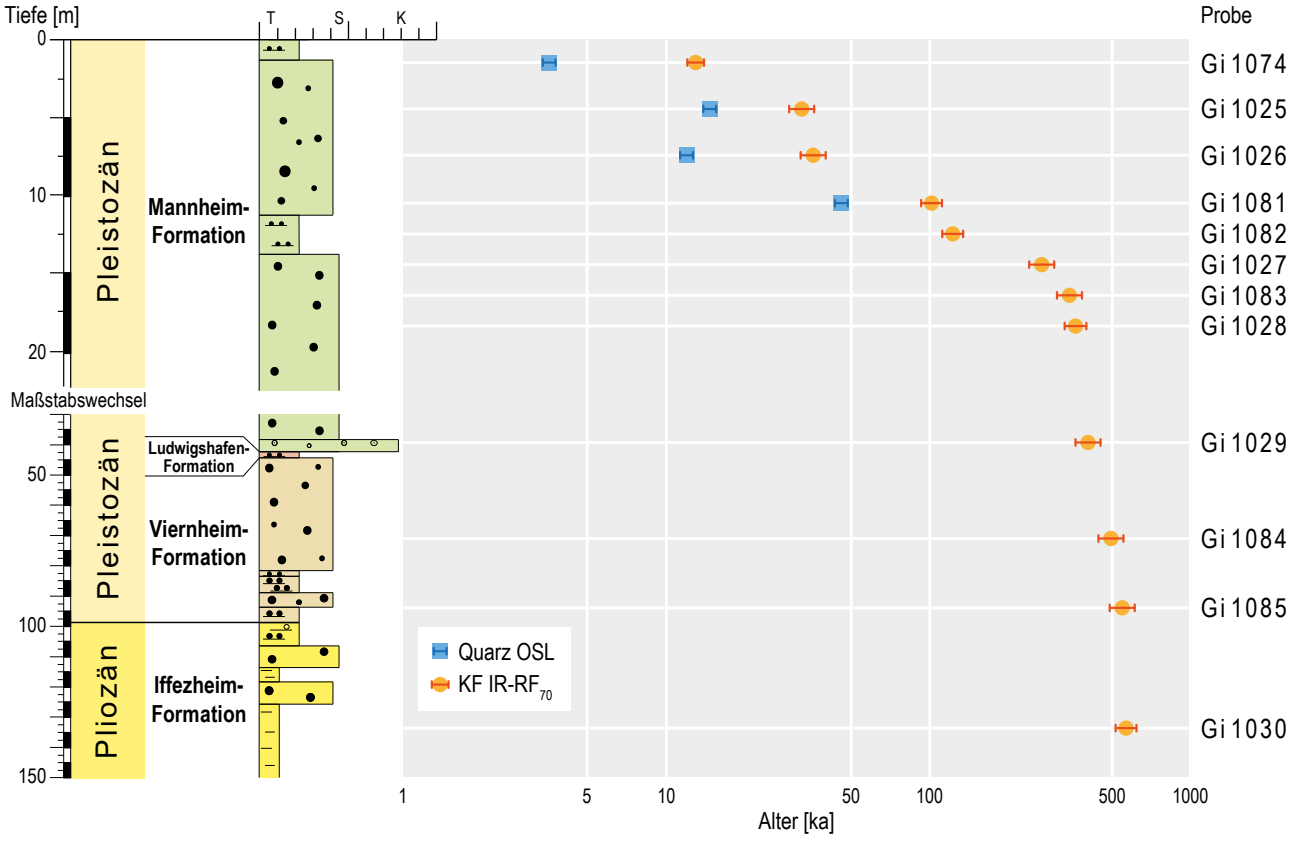


Abb. 4: Stratigraphie und Datierungsergebnisse von Quarz-OSL und K-Feldspat (KF) IR-RF. In der Abbildung erfolgt bei 25 m ein Maßstabswechsel bei der Tiefe (y-Achse). Die Alter (x-Achse) sind auf einer logarithmischen Achse aufgetragen.

für getrocknet und fein gemahlen. Die finale Berechnung der Dosisleistung erfolgte mit der Online-Software DRAC v.1.2 (Dose Rate and Age Calculator; Durcan et al. 2015). Für die Umrechnung der probenspezifischen Elementkonzentrationen in Dosisleistungen wurden die Konversionsfaktoren von Liritzis et al. (2013) herangezogen. Für die K-Feldspatproben wurden typische Werte für die internen Konzentrationen von Kalium (12,5 ± 0,5 %; Huntley & Baril 1997) und Rubidium (400 ± 100 ppm; Huntley & Hancock 2001) angenommen. Die externen Rubidium-Konzentrationen wurden auf der Grundlage des jeweiligen K-Gehalts abgeleitet (Mejdahl 1987). Die korngrößenbedingte Abschwächung der Beta-Strahlung wurde berücksichtigt (Guérin et al. 2012). Die kosmische Strahlung wurde nach Prescott & Stephan (1982) und Prescott & Hutton (1994) berechnet. Die mittlere Rohdichte des überlagernden Sedimentes wurde mit 1,8 ± 0,1 g/cm^3 abgeschätzt (Blume et al. 2010: 179f), der durchschnittliche Wassergehalt mit 20 ± 5 % (siehe Tab. 1). Abgesehen von Probe Gi 1074 befanden sich alle Proben unter dem heutigen Grundwasserspiegel.

3 Datierungsergebnisse und Interpretation

Die Datierungsergebnisse sind in Tab. 2 zusammengefasst. Wie in Abb. 4 zu sehen ist, nehmen die Alter weitestgehend mit der Tiefe für beide Methoden zu (N.B., die Zeitachse ist in logarithmischer Darstellung). Für die oberen vier Proben liegen Alter sowohl für die Quarz- als auch für die K-Feldspatfraktionen vor. Die Quarz-Alter sind deutlich jünger als die korrespondierenden IR-RF-K-Feldspat-Alter. Diese Beobachtung lässt sich durch die bessere Bleichbarkeit des Quarz-OSL-Signals erklären, welche insbesondere vor dem Hintergrund der fluvialen Ablagerungsbedingungen der Sedimente große Relevanz besitzt (z. B. Preusser et al. 2008). Deshalb sind für die vier oberen Proben die Quarz-Alter als zuverlässiger zu betrachten als die K-Feldspat-Alter. Allerdings ist eine Altersinversion bei den Proben Gi 1025 und Gi 1026 inkonsistent mit der stratigraphischen Ablagerungsabfolge. Möglicherweise waren die Vorheiztemperaturen für diese Proben (jeweils

Tab. 2: Äquivalenzdosis und resultierende IR-RF- und OSL-Altersberechnung. n bezeichnet die Anzahl der Replikate, die für die Altersberechnung benutzt wurden, und N die Anzahl aller gemessenen Replikate. Die Streuung über dem Erwartungswert einer Poissonverteilung (OD) ist für jeden Datensatz angegeben. Die Altersberechnung erfolgte durch die Teilung des modellierten zentralen D_e-Wertes (CAM) durch die entsprechende Dosisleistung jeder Probe. Unterschätzte Alter sind mit „>“ gekennzeichnet.

	K-Feldspat IR-RF				Quarz OSL			
Probe	n/N	OD [%]	CAM D_e [Gy]	Alter [ka]	n/N	OD [%]	CAM D_e [Gy]	Alter [ka]
Gi1074	4/4	1,3 ± 0,7	44,5 ± 2,3	12,9 ± 0,9	38/42	68,3 ± 7,9	9,6 ± 1,2	3,6 ± 0,2
Gi1025	4/4	8,7 ± 3,1	67,9 ± 4,5	32,8 ± 3,5	46/48	9,5 ± 1,3	21,0 ± 1,1	14,6 ± 0,7
Gi1026	4/4	5,0 ± 1,8	78,6 ± 4,4	36,2 ± 3,7	46/48	17,7 ± 2,0	18,3 ± 1,0	11,9 ± 0,6
Gi1081	4/4	3,2 ± 1,1	258,3 ± 13,6	102,4 ± 9,2	33/43	21,4 ± 2,8	86,6 ± 5,5	46,4 ± 2,1
Gi1082	4/4	3,8 ± 1,3	294,9 ± 15,8	122,7 ± 11,5				
Gi1027	4/4	2,6 ± 0,9	609,2 ± 31,4	267,7 ± 26,4				
Gi1083	4/4	2,5 ± 0,9	698,3 ± 36,0	344,0 ± 37,0				
Gi1028	4/4	3,3 ± 1,2	852,4 ± 44,9	>361,5 ± 34,6				
Gi1029	4/4	1,7 ± 0,6	856,0 ± 43,4	>402,8 ± 42,0				
Gi1084	4/4	4,7 ± 1,6	999,2 ± 55,1	>494,4 ± 54,3				
Gi1085	4/4	4,3 ± 1,5	1155,6 ± 63,0	>547,4 ± 57,6				
Gi1030	4/4	3,8 ± 1,4	1443,7 ± 77,4	>565,3 ± 51,4				

180 °C und 200 °C) nicht optimiert. In einer künftigen Versuchsreihe wird diese Fragestellung geklärt werden, indem alle Proben mit der gleichen Vorheiztemperatur gemessen werden und mögliche Unterschiede in der Äquivalenzdosis bewertet werden. Andere mögliche Fehlerquellen, die auch für alle übrigen Proben gelten, werden in Kapitel 4 besprochen.

Das OSL-Signal der analysierten Quarzproben sättigt bei 200–400 Gy. Als Maßstab für das Vorliegen einer Signalsättigung wurde das Überschreiten der doppelten „charakteristischen Sättigungsdosis“ (D_0) herangezogen, welche mathematisch für jede vollaufgebaute exponentielle Wachstumskurve ermittelt werden kann. Für die im Rahmen dieser Studie untersuchten Proben können Quarz-gestützte Ergebnisse daher nur bis zu einem Alter von ~80–170 ka als zuverlässig betrachtet werden. Eine entsprechende Dosisgrenze wurde für das IR-RF-Verfahren an K-Feldspat bei 1000–1300 Gy beobachtet (z. B. Murari et al. 2021b, Buchanan et al. 2022, Kreutzer et al. 2022) mit möglichen probenabhängigen Abweichungen. In einer Versuchsreihe mit künstlich bestrahlten Proben haben Kreutzer et al. (2022) festgestellt, dass ab der Dosisgrenze die resultierenden Äquivalenzdosiswerte zwar noch steigen, aber die künstlich gegebene Dosis immer mehr unterschätzen. Tatsächlich ist zu beobachten, dass die IR-RF-Datierungsergebnisse unterhalb von Probe Gi 1028 (18,5 m) nur noch wenig mit der Tiefe zunehmen, relativ zu den Erwartungswerten. Das IR-RF Alter von, z. B. Probe Gi 1030, ist ~200 ka älter als Gi 1028, allerdings wird laut der Lithologie ein Altersunterschied von mindestens ~2 000 ka erwartet. Dieser Befund deutet darauf hin, dass die Datierungsgrenze des IR-RF-Verfahrens für die hier analysierten Proben bereits ab einer Tiefe von etwa 18 m erreicht sein könnte. Zwar würde eine Veränderung der Sedimentationsrate zwischen Proben Gi 1083 und Gi 1028 auch zu solch einem Muster von verringerter Alterszunahme mit Tiefe führen, aber da das Alter der pliozänen Probe (Gi 1030) deutlich unterschätzt wird und im Verlauf der Alterszunahme keine weitere Wendepunkte erkennbar sind, ist es wahrscheinlicher, dass dieses Muster auf die Datierungsgrenze zurückzuführen ist. Sollte sich diese Interpretation bestätigen, hätte es zur Folge, dass frühere IR-RF-Ergebnisse von ORG-Proben mit Äquivalenzdosiswerten >850 Gy (ca. 400 ka) im Alter auch unterschätzt wären.

Mit zunehmendem Alter der Proben verringert sich die relative Differenz zwischen den K-Feldspat-IR-RF und den Quarz-OSL-Altern von ~70 % (Gi 1074) zu ~50 % (Gi 1081) relativ zum IR-RF-Alter. Dies lässt sich dadurch erklären, dass Unterschiede des Ablagerungsbleichgrades mit zunehmendem Alter proportional kleiner werden, da das sich akkumulierende Signal von Quarz und K-Feldspat zunimmt. Da ab der Datierungsgrenze das IR-RF Signal nicht mehr proportional zum Alter zunimmt, wird es eine Tiefe geben, ab der, anstatt wegen der unvollständigen Bleichung überschätzte IR-RF-Alter, bezüglich des sättigungsnahen Signals unterschätzte IR-RF-Alter geliefert werden.

Ergebnisse für Proben aus der unteren Hälfte der Mannheim-Formation (< 39 m), sowie für alle Proben der Ludwigshafen-Formation (39–41,2 m), der Viernheim-Formation (41,2–104 m) und der Iffezheim-Formation (> 104 m) können folglich nur als Mindestalter betrachtet werden. Dabei ist zu beachten, dass mit zunehmendem Überschreiten der Datierungsgrenze auch die Signifikanz der Altersunterschätzung

zunimmt. Es ist also zu erwarten, dass das Ergebnis für Probe Gi1028 (18,5 m) von >361,5 ± 34,6 ka nur minimal von der Signalinstabilität ab der Datierungsgrenze betroffen ist und somit minimal unterschätzt ist. Hingegen wird die Altersunterschätzung mit der Tiefe deutlich zunehmen.

4 Diskussion

4.1 Dosisleistung

Strahlenphysikalisch wirkt Wasser als Moderator und schwächt ionisierende Strahlung ab. Der durchschnittliche Wassergehalt seit der Sedimentablagerung ist folglich ein wichtiger Parameter bei der Bestimmung der probenspezifischen Dosisleistung. Allerdings ist dieser Wassergehalt schwierig abzuschätzen, da er maßgeblich von einer Vielzahl von Faktoren abhängt, zu denen neben den paläoklimatischen Verhältnissen und ihren Veränderungen auch Lage und Variationen des Grundwasserspiegels sowie die Korngrößenzusammensetzung des zu analysierenden Sediments gehören. Sollte der tatsächliche Wassergehalt der Proben niedriger gewesen sein als im Rahmen unserer Studie angenommen, wären die resultierenden Alter ebenfalls niedriger. Bei einem Wassergehalt von nur 10 % wären die Alter um 7–8 % jünger. Bei einem höheren Wassergehalt von 30 % hingegen, wären die Alter um 6–7 % älter. Die 1σ-Ungenauigkeit der Quarz-Alter in Tab. 2 beträgt 5–6 % und die der K-Feldspat-Alter 7–11 %. Die Unsicherheit des Wassergehaltes geht folglich im Fehlerbereich der hier bestimmten Alter auf.

4.2 K-Feldspat IR-RF

Die IR-RF-Messungen folgten dem neuesten Messprotokoll mit einer erhöhten Messtemperatur von 70°C, um thermisch instabile Signalkomponenten zu vermeiden. Ferner wurde eine mathematische Korrektur von Signalsensitivitätsänderungen im Rahmen der „Sliding"-Technik angewendet. Somit unterscheidet sich unser Ansatz von vorherigen Anwendungen der IR-RF-Methode auf Proben des ORG (z. B. Lauer et al. 2011). Das hat zur Folge, dass unsere IR-RF-Alter nicht direkt mit den Resultaten früherer Studien vergleichbar sind. Da noch aktiv an der IR-RF-Datierungsmethode geforscht wird, ist auch zu erwarten, dass das im Rahmen von IR-RF-Messungen verwendete Messprotokoll in Zukunft weitere Modifikationen erfahren wird. So ist beispielsweise bekannt, dass die instabile rote RF-Emission einige Prozent zum gesamten IR-RF-Signal beitragen und die ermittelten Alter daher mehr oder weniger stark beeinflussen kann (Murari et al. 2021a, Sontag-González & Fuchs 2022). Verschiedene Ansätze zur Minimierung von derartigen instabilen Signalkomponenten und von weiteren störenden Einflussfaktoren werden aktuell entwickelt und sollen unter anderem an den hier analysierten Proben getestet werden.

4.3 Zuverlässigkeit der Altersergebnisse

Die D_e-Verteilungen wiesen für fast alle Proben eher geringe Streuungen auf, was auf eine homogene Signalrückstellung vor der Ablagerung hinweist. Ein nützliches Streuungsmaß in der Lumineszenzdatierung ist die Streuung über dem Erwartungswert einer Poissonverteilung (OD, nach dem Englischen „overdispersion"). Mit einer OD von 68 ± 8 % ist die D_e-Verteilung für die Quarz-gestützten OSL-Messungen der obersten Probe (Gi1074) deutlich höher als für eine gut gebleichte Probe zu erwarten wäre (< 20 %, hier in Anbetracht des 1σ Fehlerbereichs; Arnold & Roberts, 2009). Da diese Probe dem obersten Bohrkernmeter entnommen wurde, sind Beeinflussungen durch Bioturbation und/oder durch eine anthropogene Sedimentumlagerung nicht auszuschließen. Da die Intensität des OSL-Signals relativ gering war, mussten verhältnismäßig große Teilprobenmengen mit hunderten von Körnern (sog. „large aliquots") benutzt werden. Die daraus resultierenden Mittelungseffekte haben zur Folge, dass sich der resultierenden D_e-Verteilung keine stichhaltigen Indizien entnehmen lassen, die eine Anwendung von Minimal- oder Maximalaltersmodellen rechtfertigen würden. Wir betrachten das auf der Grundlage des Central Age Models (CAM) errechnete Alter daher noch als besten Schätzwert für diese Probe (3,6 ± 0,2 ka), raten aber mit Nachdruck davon ab, maßgebliche Interpretationen allein auf dieses Alter zu stützen. Im Falle einer Sedimentumlagerung wären sowohl das Quarz- sowie das K-Feldspatalter betroffen. Wegen der schnelleren Bleichbarkeit des Quarzsignales, ist es allerdings möglich, dass die postulierte Sedimentumlagerung nur an der Streuung der Quarzäquivalenzdosis-

werte ersichtlich ist. Frühere Quarz-basierte OSL-Alter für den oberen Teil der Mannheim-Formation von ~9–70 ka aus Tiefbohrungen in Viernheim und Heidelberg (Lauer et al. 2011, Li et al. 2018) sind mit unseren Ergebnissen von ~4–46 ka aus den oberen ~10,5 m im Einklang. Die Probe Gi1029 (38,5 m) wurde dem tiefsten Bohrkernmeter der Mannheim-Formation entnommen. Das für diese Probe ermittelte IR-RF-Alter von > 396,5 ± 45,2 ka ist mit der von Li et al. (2018) publizierten Lumineszenz-Chronologie in Heidelberg (UniNord 1), welche für die Mannheim-Formation ein Maximalalter von ~400 ka angibt, kompatibel insbesondere wenn man die jeweiligen Fehlerbereiche und den Aspekt der Sättigungsgrenze berücksichtigt. Somit hätte die Ablagerung der Mannheim-Formation um die Sauerstoff-Isotopenstufe (MIS) 11 begonnen. Unsere IR-RF-Alter für die Vierheim-Formation von > 494,4 ± 54,3 ka und > 547,4 ± 57,6 ka sind mit den früheren Chronologien aus Tiefbohrungen in Viernheim und Heidelberg (Lauer et al. 2011, Li et al. 2018), welche Alter von > 602 ± 77 ka und 643 ± 28 ka lieferten, ebenfalls kompatibel. Unsere bisherigen Befunde deuten darauf hin, dass die IR-RF-Datierung in der Lage ist zuverlässige Ergebnisse für Proben zu liefern, die jenseits der Datierungsgrenze von Quarz-gestützten Messungen liegen.

5 Schlussbetrachtung und Ausblick

In dieser Arbeit wurden vorläufige Quarz- und K-Feldspat-Alter für 12 Proben der Tiefbohrung Riedstadt-Erfelden vorgestellt. Alter von bis zu 344,0 ± 37,0 ka konnten bis in eine Tiefe von 16,5 m zuverlässig bestimmt werden; tiefer liegende Proben sind jenseits der Datierungsgrenze der hier benutzten Methoden. Die IR-RF-Alter von K-Feldspäten sind im Vergleich zu den Quarz-basierten OSL-Altern überbestimmt. Für einen besseren Vergleich ist die Datierung weiterer Quarzproben geplant. Basierend auf den vorläufigen Ergebnissen ist davon auszugehen, dass noch zwei weitere Proben innerhalb der Quarz-Datierungsgrenze liegen sollten. Auch alternative Datierungsmethoden für K-Feldspat, wie z. B. die sog. „post-Infrarot-Infrarot-stimulierte Lumineszenzdatierung“ (pIR-IR) mit Fading-Korrektur oder das IR-RF Signal im längeren Wellenlängenbereich, werden künftig für diese Proben getestet werden.

Danksagung: Die Autoren bedanken sich bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG FU417/36-1) sowie bei Lisett Diehl und Jörn Profe für Unterstützung bei der Erstellung der verwendeten Abbildungen.

6 Schriftenverzeichnis

Arnold, L.J. & Roberts, R.G. (2009): Stochastic modelling of multi-grain equivalent dose (D_e) distributions: Implications for OSL dating of sediment mixtures. – Quat. Geochronol., **4**: 204–230.

Bateman, M. (Hrsg.) (2019): Handbook of Luminescence Dating, Chapter 7: 222-258. – Whittles Publishing; Dunbeath, Scotland.

Blume, H.-P., Brümmer, G.W., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B.-M., Scheffer, F., Schachtschabel, P., Thiele-Bruhn, S. & Tippkötter, R. (2010): Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde, 16. Auflage. – Springer Spektrum; Berlin Heidelberg.

Buchanan, G.R., Tsukamoto, S., Zhang, J. & Long, H. (2022): Testing the natural limits of infrared radiofluorescence dating of the Luochuan loess-palaeosol sequence, Chinese Loess Plateau. – Radiat. Meas., **155**: 106797.

Durcan, J.A., King, G.E. & Duller, G.A.T. (2015): DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. – Quat. Geochronol., **28**: 5461.

Ellwanger, D., Gabriel, G., Hoselmann, C., Lämmermann-Barthel J. & Weidenfeller M. (2005): The Heidelberg drilling project (Upper Rhine Graben, Germany). – Quaternaire, **16**: 191–199.

Erfurt, G. & Krbetschek, M.R. (2003): IRSAR – a single-aliquot regenerative-dose dating protocol applied to the infrared radiofluorescence (IR-RF) of coarse-grain K feldspar. – Ancient TL, **21**: 21–28.

Frouin, M., Huot, S., Kreutzer, S., Lahaye, C., Lamothe, M., Philippe, A. & Mercier, N. (2017): An improved radiofluorescence single-aliquot regenerative dose protocol for K-feldspars. – Quat. Geochronol., **38**: 13–24.

Fuchs, M. (2019): Luminescence dating: Applications in fluvial and slope environments. – In: Bateman, M. (Ed.): Handbook of Luminescence Dating, Chapter 7: 222-258. – Whittles Publishing; Dunbeath, Scotland.

Fuchs, M., Klasen, N. & Schmidt, C. (2020): Lumineszenzdatierung. – In: Stolz, C. & C. Miller (Eds.): Geoarchäologie, Springer Nature.

Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C. & Weidenfeller, M. (2009): Preface: The Heidelberg Basin Drilling Project. – E&G Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart) **57**: 253–269.

Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C., Weidenfeller, M., Wielandt-Schuster, U. & The Heidelberg Basin Project Team (2013): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – Quatern. Int., **292**: 43–58, doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044.

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. & Olley, J.M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. – Archaeometry, **41:** 339–364.

Guerin, G., Mercier, N., Nathan, R., Adamiec, G. & Lefrais, Y. (2012): On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: A critical review. – Radiat. Meas., **47**: 778-785.

Hoselmann C. (2009): 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. (Eiszeitalter u. Gegenwart) **57**: 286-315.

Hoselmann, C. (2024): Zur Geologie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (nördlicher Oberrheingraben). – Geol. Jb. Hessen, **141**: 5-28; Wiesbaden.

Huntley, D.J. & Baril, M.R. (1997): The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. – Ancient TL, **15**: 11–13.

Huntley, D.J. & Hancock, R.G.V. (2001): The Rb contents of the K-feldspar grains being measured in optical dating. – Ancient TL, **19**: 43–46.

Kolb, T., Tudyka, K., Kadereit, A., Lomax, J., Poręba, G., Zander, A., Zipf, L.& Fuchs, M. (2022): The µDose system: determination of environmental dose rates by combined alpha and beta counting – performance tests and practical experiences. – Geochronol., **4**: 1–31.

Krbetschek, M. R., Trautmann, T., Dietrich, A. & Stolz, W. (2000): Radioluminescence dating of sediments: methodological aspects. – Radiat. Meas., **32**: 493–498.

Kreutzer, S., Burow, C., Dietze, M., Fuchs, M.C., Schmidt, C., Fischer, M., Friedrich, J., Mercier, N., Philippe, A., Riedesel, S., Autzen, M., Mittelstrass, D., Gray, H.J., & Galharret, J.-M. (2023): Luminescence: Comprehensive Luminescence Dating Data Analysis. R package version 0.9.21. https://CRAN.R-project.org/package=Luminescence

Kreutzer, S., Lauer, T., Meszner, S., Krbetschek, M.R., Faust, D. & Fuchs, M. (2014): Chronology of the Quaternary profile Zeuchfeld in Saxony-Anhalt/Germany – a preliminary luminescence dating study. – Z. Geomorphol., **58**: 5–26.

Kreutzer, S., Mercier, N. & Lamothe, M. (2022): Infrared-radiofluorescence: Dose saturation and long-term signal stability of a K-feldspar sample. – Radiat. Meas., **156**: 106818.

Lauer, T., Krbetschek, M.R., Frechen, M., Tsukamoto, S., Hoselmann, C. & Weidenfeller, M. (2011): Infrared radiofluorescence (IR-RF) dating of Middle Pleistocene fluvial archives of the Heidelberg Basin (Southwest Germany). – Geochronometria, **38**: 23–33.

Lauer, T. & Weiss, M. (2018): Timing of the Saalian- and Elsterian glacial cycles and the implications for Middle – Pleistocene hominin presence in central Europe. – Sci. Rep., **8**: 5111.

Li, Y., Tsukamoto, S., Frechen, M. & Gabriel, G. (2018): Timing of fluvial sedimentation in the Upper Rhine Graben since the Middle Pleistocene: constraints from quartz and feldspar luminescence dating. – Boreas, **47**: 256–270.

Liritzis, I., Stamoulis, K., Papachristodoulou, C. & Ioannides, K. (2013): A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors. – Mediterranean Archaeology and Archaeometry, **13**: 1–13.

Mejdahl, V. (1987): Internal radioactivity in quartz and feldspar grains. – Ancient TL. **5**: 10-17.

Murari, M., Kreutzer, S. & Fuchs, M. (2018): Further investigations on IR-RF: dose recovery and correction. – Radiation Measurement, **120**: 110-119.

Murari, M.K., Kreutzer, M., King, G., Frouin, M., Friedrich, J., Lauer, T., Klasen, N., Schmidt, C., Tsukamoto, S., Richter, D., Mercier, N. & Fuchs, M. (2021a): Infrared Radiofluorescence (IR-RF): a review. – Quat. Geochronol., **64**: 101155.

Murari, M.K., Kreutzer, S., Frouin, M., Friedrich, J., Lauer, T., Klasen, N., Schmidt, C., Tsukamoto, S., Richter, D., Mercier, N. & Fuchs, M. (2021b): Infrared Radiofluorescence (IR-RF) of K-Feldspar: An Interlaboratory Comparison. – Geochronometria, **48**: 105–120.

Murray, A.S. & Wintle, A.G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – Radiat. Meas., **32**: 57–73.

Peng. J., Dong, Z.B., Han, F.Q., Long, H. & Liu, X.J. (2013): R package numOSL: numeric routines for optically stimulated luminescence dating. – Ancient TL, **31**: 41-48.

Prescott, J. & Hutton, J. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. – Radiat. Meas., **23**: 497-500.

Prescott, J. & Stephan, L. (1982): The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. – PACT, **6**: 17-25.

Preusser, F. (2008): Characterisation and evolution of the River Rhine system. – Netherlands J. Geosci. – Geologie en Mijnbouw **87**: 7-19.

Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., Krbetschek, M.R., Richter, D. & Spencer, J.Q.G. (2008): Luminescence dating: basics, methods and applications. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57**: 95–149.

R Core Team (2022): R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, – Vienna, Austria. URL https://www.R-project.org/.

Schilles, T. & Habermann, J. (2000): Radioluminescence dating: the IR emission of feldspar. – Radiat. Meas., **32**: 679e683.

Sontag-González, M. & Fuchs, M. (2022): Spectroscopic investigations of infrared-radiofluorescence (IR-RF) for equivalent dose estimation. – Radiat. Meas., **153**: 106733.

Trautmann, T., Krbetschek, M. R., Dietrich, A. & Stolz, W. (1998): Investigations of Feldspar radioluminescence: potential for a new dating technique. – Radiat. Meas., **29**: 421-425.

Tudyka, K., Miłosz, S., Adamiec, G., Bluszcz, A., Poręba, G., Paszkowski, Ł. & Kolarczyk, A. (2018): µDose: A compact system for environmental radioactivity and dose rate measurement. – Radiat. Meas., **118**: 8–13.

Wagner, G. A. 1998: Age determination of young rocks and artefacts. – 484 S., Springer.

Wagner, G.A., Krbetschek, M., Degering, D., Bahain, J.-J., Shao, Q., Falgueres, C., Voinchet, P., Dolo, J.-M., Garcia, T. & Rightmire, G.P. (2010): Radiometric dating of the type-site for *Homo heidelbergensis* at Mauer, Germany. – Proc. Natl. Acad. Sci., **107**: 19726–19730.

Geol. Jb. Hessen **141**: 39–44, 2 Abb.; Wiesbaden 2024

Christian Zeeden[1], Mohammad Paknia[1], Stephanie Scheidt[2], Stefanie Kaboth-Bahr[3], Mathias Vinnepand[1] & Christian Hoselmann[4]

Erste paläomagnetische Ergebnisse der Bohrung „Riedstadt-Erfelden"

Kurzfassung

Die Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden wurde 2020/2021 vom Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) bis in eine Tiefe von 323 m abgeteuft. Der Kern beinhaltet die lithostratigraphischen Einheiten Iffezheim-Formation (104–323 m), Viernheim-Formation (42–104 m), Ludwighafen-Formation (40–42 m) und Mannheim-Formation (0–40 m) und wird aktuell von verschiedenen Fachdisziplinen untersucht. In dieser Arbeit werden die ersten paläomagnetischen Ergebnisse der Forschungsbohrung vorgestellt, welche sich insbesondere mit der chronostratigraphischen Zuordnung der Iffezheim-Formation beschäftigen. Basierend auf Ganzkernmessungen der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) und nachfolgender Wechselfeld Abmagnetisierungsexperimenten bis 15 mT, sowie den ersten paläomagnetischen Untersuchungen von Einzelproben aus dem Kern wird die Basis des Kerns ins Miozän (voraussichtlich 7–5 Mio. Jahre (Ma)) gestellt. Damit reicht die Abfolge des Sedimentkerns Riedstadt-Erfelden weiter zurück als jene, welche im Rahmen des Heidelberger Becken Bohrprojektes gewonnen wurden. Der obere Teil der Iffezheim-Formation wird mit der Plio-Pleistozän-Grenze vor ~2,59 Ma korreliert, und das obere Ende der überlagernden Viernheim-Formation mit der Matuyama-Brunhes-Grenze bei 0,78 Ma. Die im Hangenden folgende Ludwigshafen- und die Mannheim-Formation werden somit in die normale Brunhes-Chron gestellt. Hierbei bestehen insbesondere in Bezug auf die Ausdehnung der Ludwighafen-Formation Unklarheiten, da diese nur mit sehr geringer Mächtigkeit erhalten ist.

Abstract

The Riedstadt-Erfelden research borehole was drilled to a depth of 323 m in 2020/2021 by the Hessian Agency for Nature Conservation, Environment and Geology (HLNUG). The core contains the lithostratigraphic units Iffezheim Formation (104–323 m), Viernheim Formation (42–104 m), Ludwighafen Formation (40–42 m) and Mannheim Formation (0–40 m), and is currently being investigated by several disciplines. This paper presents the first palaeomagnetic results of the core; we focus on the chronostratigraphic interpretation of the Iffezheim Formation. Based on whole core measurements of the natural remanent magnetisation (NRM) and subsequent alternating field demagnetisation experiments up to 15 mT, as well as the first palaeomagnetic investigations of discrete samples from the core, the base of the core is placed in the Miocene (probably 7–5 million years (Ma)). Thus, the sequence of the Riedstadt-Erfelden sediment core extends further back than those obtained in the Heidelberg Basin drilling project. We correlate the upper part of the Iffezheim Formation with the Plio-Pleistocene boundary ~2.59 Ma ago, and the upperpart of the overlying Viernheim Formation with the Matuyama-Brunhes boundary at 0.78 Ma. The overlying Ludwigshafen and Mannheim formations are thus, placed in the normal Brunhes The extent of the Ludwighafen Formation in particular is unclear, as it is only very thinly preserved.

[1] LIAG-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, 30655 Hannover
Dr. Christian Zeeden, E-Mail: Christian.Zeeden@leibniz-liag.de
Dr. Mohammad Paknia, E-Mail: paknia.mohamad@gmail.com
Dr. Mathias Vinnepand, E-Mail: Mathias.Vinnepand@leibniz-liag.de

[2] Dr. Stephanie Scheidt, Universität zu Köln, Institut für Geologie und Mineralogie Zülpicher Str. 49a, 50674 Köln, E-Mail: stephanie.scheidt@uni-koeln.de

[3] Prof. Dr. Stefanie Kaboth-Bahr, Freie Universität Berlin, Kaiserswerther Str. 16-18, 14195 Berlin, E-Mail: stefanie.kaboth-bahr@fu-berlin.de

[4] Dr. Christian Hoselmann, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden, E-Mail: christian.hoselmann@hlnug.hessen.de

Inhalt

1	Einleitung	40
2	Lithostratigraphie	41
3	Paläomagnetische Untersuchungen	41
4	Ergebnisse und Interpretation	42
5	Ausblick	43
6	Schriftenverzeichnis	43

1 Einleitung

Das globale Klima der letzten ~5 Mio. Jahre (Ma) ist durch einen steten Abkühlungstrend gekennzeichnet, welcher ab dem Übergang vom Pliozän zum Pleistozän zu Vereisungen und damit einhergehend zu einem deutlichen Wechsel der Ökosystemtypen führte. In Mitteleuropa bedingten die akzentuierten Glazial-Interglazial-Zyklen des Pleistozäns ausgeprägte Vergletscherungen der Alpen, die in zahlreichen Vorstößen Sediment abtrugen und so zu Lücken in den Sedimentabfolgen führten. Während einige wenige hochaufgelöste Paläoumweltdatensätze vor allem aus dem letzten Glazialzyklus für den europäischen Kontinent vorliegen (z. B. Fischer et al. 2021, Sirocko et al. 2016, Veres et al. 2018, Zeeden et al. 2016), fehlen ähnliche Datensätze dagegen weitgehend ab dem früheren Pleistozän bis ins Miozän. Diese Datenlücke schränkt aktuell das Verständnis für die Entwicklung der Umwelt- und Klimaveränderungen insbesondere für das Pliozän und frühe Pleistozän stark ein (Utescher et al. 2012). Eines der wenigen quasi-kontinuierlichen Sedimentabfolgen birgt das Heidelberger Becken im nördlichen Oberrheingraben, in dem im Rahmen des Heidelberger Becken Bohrprojektes (Gabriel et al. 2008) aus drei Lokalitäten Sedimentkerne gewonnen wurden (Abb. 1). Auf Basis dieser Bohrkerne wurde das Alter der

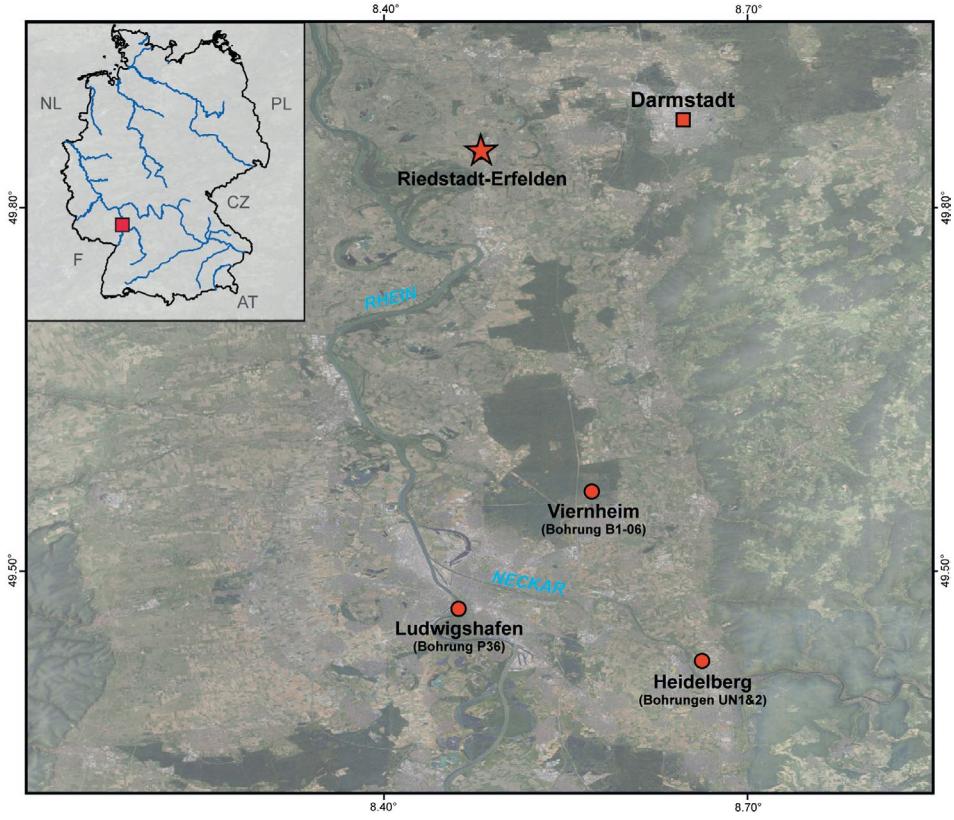


Abb. 1: Lage der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (roter Stern) sowie von drei Bohrungen des Heidelberger Becken Projektes (rote gefüllte Kreise) im nördlichen Oberrheingraben (siehe auch Abb. 1 in Hoselmann 2024)

oberen vier pleistozänen und pliozänen lithostratigraphischen Einheiten ermittelt (Scheidt et al. 2015) und die Entwicklung der Umweltbedingungen im Heidelberger Becken ausführlich und detailliert untersucht (Scheidt et al. 2015, Scheidt et al. 2020). Zur Klärung verschiedener offener Fragestellungen bezüglich der Ausprägung der kalt- und warmzeitlichen Sedimentarchive des nördlichen Oberrheingrabens, sowie den neotektonischen Prozessen während des Quartärs und Pliozäns wurde vom Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) in den Jahren 2020/2021 eine Lockergesteins-Kernbohrung im nördlichen Oberrheingraben durchgeführt (Abb. 1). Die Endteufe der vollständig gekernten Bohrung betrug 323 m. Der Kern hat einen Durchmesser von 10 cm und wurde in ein Meter lange Stücke zerteilt. Die so zugänglich gemachte Sedimentsukzession wurde vom HLNUG stratigraphisch beschrieben (Abb. 2A; Hoselmann 2024) und wird aktuell von Forschenden verschiedener Institutionen unter Verwendung unterschiedlicher Methoden untersucht.

Es werden die ersten Ergebnisse einer laufenden paläomagnetischen Studie präsentiert, welche für den Sedimentkern Riedstadt-Erfelden einen ersten chronologischen Rahmen aufspannen. Hierbei steht insbesondere die chronologische Zuordnung der Iffezheim-Formation im Fokus.

2 Lithostratigraphie

Der Bohrkern wurde vom HLNUG geologisch aufgenommen und beprobt (Abb. 2A). Erste Ergebnisse dazu finden sich bei Hoselmann (2024). Das vorläufige sedimentologische Profil des Bohrkerns zeigt eine lithologische Variabilität, wie sie schon aus den Forschungsbohrungen des Heidelberger Becken Projektes bekannt ist (Gabriel et al. 2008, 2013). Der Abschnitt von 323 m bis 104 m besteht aus einer wechselhaften Abfolge von Tonen, Schluffen und Sanden (Iffezheim-Formation). Basierend auf der lithostratigraphischen Korrelation zum Heidelberger Becken haben diese Sedimente mindestens ein pliozänes Alter und wurden unter wärmeren Klimabedingungen abgelagert (Scheidt et al. 2015, 2020). Darüber folgen Sedimente, die kühleren Klimabedingungen zugeordnet werden. Die sandig ausgeprägte Viernheim-Formation kennzeichnet den Beginn einer Sedimentation unter kühleren klimatischen Bedingungen. Sie reicht bis zu einer Tiefe von ca. 42 m. Die hangende Ludwigshafen-Formation ist dagegen (möglicherweise) nur wenige Meter mächtig. Die Mannheim-Formation am Top der Abfolge erstreckt sich über die oberen ~40 m und ist damit hier bei Riedstadt-Erfelden deutlich stärker ausgeprägt als in den Bohrungen im Heidelberger Becken. Jedoch ist insbesondere die lithostratigraphische Zuordnung der quartären Sedimente im Bohrkern nicht endgültig; es sind weitere Analysen notwendig, um die Grenzen zwischen den Formationen definitiv festlegen zu können.

3 Paläomagnetische Untersuchungen

Um eine schnelle Übersicht zu erhalten, wurde die natürlich remanente Magnetisierung (NRM) der Halbkerne in 1-cm-Schritten mit einem Kryogenmagnetometer der Firma 2G (Modell 760 SRM-RF SQUID-Magnetometer) gemessen. Anschließend wurde in gleicher Schrittweite die verbleibende Magnetisierung der Kerne nach einer Wechselfeldabmagnetisierung in Feldern von 5, 10 und 15 mT festgestellt. Einige Abschnitte wurden auf Grund von vorhandenen Störungen oder der sandigen Lithologie ausgelassen, da keine verwertbaren Ergebnisse zu erwarten waren. Auf Basis der ersten Ergebnisse dieser Übersichts-Messungen wurden aus den tonigen/schluffigen Bereichen bisher 34 orientierte Einzelproben bearbeitet. Sandige Sedimentabschnitte des Bohrkerns wurden nicht beprobt, da diese aufgrund der magnetischen Korngröße der Träger der Magnetisierung meist keine belastbaren Ergebnisse liefern. Je nach Probenverhalten wurden die Einzelproben nach der Feststellung der NRM in acht bis dreizehn Schritten bis zu 100 mT abmagnetisiert. Die paläomagnetischen Richtungen wurden anschließend mittels Hauptkomponentenanalyse (Kirschvink 1980) bestimmt.

Da die Kerne nicht nach dem Azimut orientiert sind, wird zur Identifikation von Abschnitten normaler und inverser Polarität ausschließlich die Vertikalkomponente der Erdmagnetfeldaufzeichnung (Inklination) herangezogen, während die Horizontalkomponente (Deklination) nicht berücksichtigt wird.

4 Ergebnisse und Interpretation

Die durchgeführten Halbkernmessungen stellen eine im Vergleich zum Messen von Einzelproben schnelle Methode dar, die in einem Kern vorherschende paläomagnetische Richtung festzustellen. Allerdings müssen die Messergebnisse generell mit großer Vorsicht interpretiert werden, da die Abmagnetisierung der Halbkerne bis 15 mT keine aussagekräftige Hauptkomponentenanalyse zulässt und dieser Wert hier dargestellt ist (Fig. 2D). Zudem muss bei der Betrachtung der Daten berücksichtigt werden, dass jeder Messwert einer Messposition durch die sich ~12 cm oberhalb und unterhalb des Messpunktes befindenden Bereiche des Kerns beeinflusst wird (Rolf 2000). Auch können Klasten im Kern zu Störungen des Signals führen, wenn diese ein eigenes paläomagnetisches Signal tragen. Und schlussendlich ist es auch möglich, dass Bereiche des Kerns anstelle eines paläomagnetischen Signals eine willkürliche Richtung tragen. Die Richtung der Magnetisierung eines jeden Messpunktes stellt also ein Mischsignal dar, dessen Belastbarkeit kritisch hinterfragt werden muss. Daraus ergibt sich, dass die Ergebnisse der Kernmessungen am wahrscheinlichsten die wirkliche Paläorichtung repräsentieren,

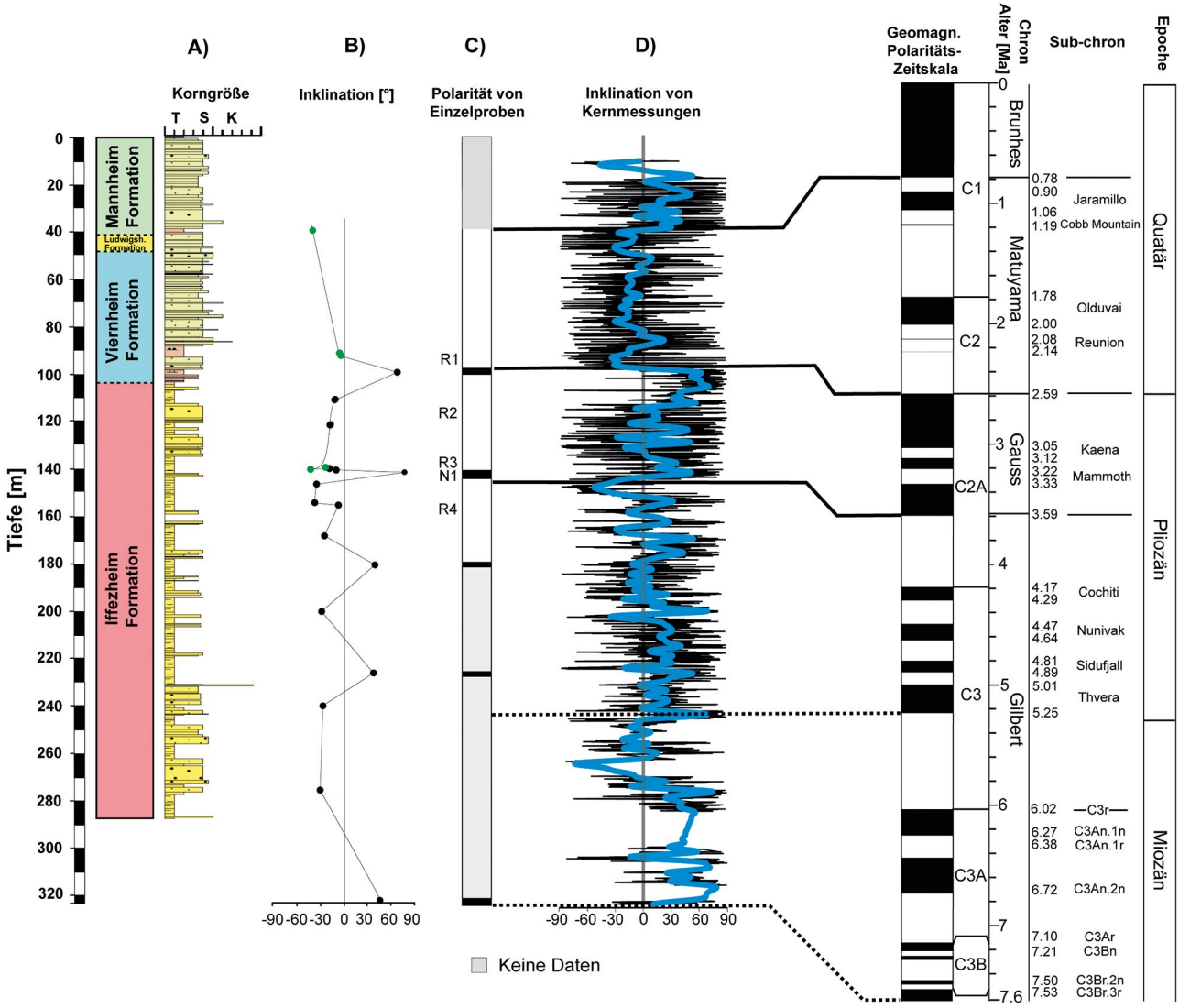


Abb. 2: Stratigraphie und Korngröße der Bohrung Riedstadt-Erfelden; A) T: Ton, S: Sand, K: Kies, sowie Inklinations-Daten aus Einzelproben (B, C) und Kernmessungen (D). In B) sind Proben mit einer maximalen Winkelabweichung (MAD) von <10° schwarz dargestellt, und solche mit einer Winkelabweichung zwischen 10° und 14° grün. In D) werden die Inklinationswerte nach dem 15 mT Wechselfeld Abmagnetisierungsschritt verwendet. Im Bereich älter als ~3.5 Ma ist die Korrelation mit der Polaritätszeitskala unsicher, und muss durch weitere Messungen von Einzelproben ergänzt werden.

wenn die Kernmessdaten bevorzugt eine Richtung anzeigen. Dies ist beispielsweise in dem unteren Teil des Kerns oder im Bereich zwischen 120 m und 100 m der Fall, in denen positive Inklinationen vorherrschen, welche eine normale Polarität des Erdmagnetfelds suggerieren. Bereiche, in denen negative Inklinationswerte dominieren, wie z. B. zwischen 95 m und 40 m, wurden vermutlich in einer Zeit inverser Polarität des Erdmagnetfelds abgelagert. Da es jedoch nur vollständige Abmagnetisierung ermöglicht, die im Sediment aufgezeichnete Paläorichtung zu ermitteln, stellen die Halbkernmessungen lediglich einen Trend dar und können Einzelprobenmessungen nicht ersetzen. In dieser Studie zeigen insgesamt 21 der 34 analysierten Einzelproben ein stabiles Abmagnetisierungsverhalten, aus dem paläomagnetische Richtungen ermittelt werden konnten (Abb. 2B; 2C). Aufgrund der noch geringen Zahl an Einzelproben und der Unsicherheiten der Halbkernmessungen ist die in Abb. 2 dargestellte Zuordnung nicht als endgültig zu verstehen. Im oberen Teil des Kerns ermöglicht die Kombination aus Lithostratigraphie mit den Inklinationsdaten jedoch bereits einen Vergleich zu den von Scheidt et al. (2015) paläomagnetisch datierten Kernen der Bohrungen aus Ludwigshafen, Heidelberg und Viernheim. Im tieferen Teil des Kerns wird die Anzahl der durch die Messungen angedeuteten Polaritätswechsel als Indikator dafür interpretiert, dass der Kern Riedstadt-Erfelden eine längere Sequenz der Iffezheim-Formation zugänglich macht als die Bohrungen im Heidelberger Becken. Dabei wird der Abschnitt mit bevorzugt normaler Polarität der Kerndaten bei ~140 m mit der Basis des Gauss-Chron bei 3,58 Ma korreliert. Daraus resultieren deutlich geringere Sedimentationsraten in Riedstadt als an den Lokalitäten der Bohrungen im Heidelberger Becken. Dies ist nicht verwunderlich, da das Heidelberger Becken den Bereich mit der höchsten Subsidenz im nördlichen Oberrheingraben darstellt. Das Top der Iffezheim-Formation wird mit der Plio-Pleistozän-Grenze vor ~2,59 Ma korreliert und das Top der überlagernden Viernheim-Formation mit der Matuyama-Brunhes-Grenze bei 0,78 Ma. Die darüber folgenden Ludwigshafen- und Mannheim-Formation werden somit in die normale Brunhes-Chron gestellt. Die äußerst geringe Mächtigkeit der Ludwigshafen-Formation kann daher entweder darauf hindeuten, dass im Bereich der Bohrung Riedstadt-Erfelden aufgrund von fehlender Subsidenz keine Ablagerung stattfand, oder darauf, dass starke Erosionsprozesse die Ludwigshafen-Formation wieder abgetragen haben.

5 Ausblick

Die Forschungsbohrung in Riedstadt-Erfelden zeigt, dass die chronologische Eingrenzung der Iffezheim-Formation und die eher geringmächige Ausprägung der Ludwigshafen-Formation in Riedstadt eine detailliertere quantitative Korrelation der Datensätze aus dem Heidelberger Becken mit denen des Standorts Riedstadt-Erfelden u. a. durch die magnetostratigraphischen Befunde erlauben. Die bislang geringe Anzahl von Messungen an Einzelproben des Kerns Riedstadt-Erfelden wird erweitert werden um eine robuste Interpretation zu ermöglichen. Speziell im Bereich unterhalb von 140 m ist eine deutlich höhere Beprobungsauflösung notwendig, um eine eindeutige Zuordnung zur magnetischen Polaritätszeitskala sicherzustellen. Weiterhin ist bisher die magnetische Mineralogie nicht berücksichtigt, die neben Informationen über die Zuverlässigkeit von paläomagnetischen Signalen auch weitere Einblicke in Paläoumweltbedingungen liefern kann.

Danksagung: Ein großer Dank geht an das HLUNG für die Bereitstellung der Bohrkerne. Wir bedanken uns herzlich bei Kathrin Worm und Lena Wallbrecht vom LIAG für die Unterstützung bei der Kernbearbeitung und den Messungen. Diese Arbeit wird gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) – Projektnummer 525002460.

6 Schriftenverzeichnis

Fischer, P., Jöris, O., Fitzsimmons, K. E., Vinnepand, M., Prud'homme, C., Schulte, P., Hatté, C., Hambach, U., Lindauer, S., Zeeden, C., Peric, Z., Lehmkuhl, F., Wunderlich, T., Wilken, D., Schirmer, W., Vött, A. (2021): Millennial-scale terrestrial ecosystem responses to Upper Pleistocene climatic changes: 4D-reconstruction of the Schwalbenberg Loess-Palaeosol-Sequence (Middle Rhine Valley, Germany). – CATENA, **196**: 104913.

Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C. & Weidenfeller, M. (2008): Preface: The Heidelberg Basin Drilling Project. – E&G Quaternary Science Journal, **57** (3/4): 253–269.

Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C., Weidenfeller, M., Wielandt-Schuster, U. & The Heidelberg Basin Project Team (2013): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – Quatern. Int., **292**: 43–58; Amsterdam, doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044.

Hoselmann, C. (2024): Zur Geologie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (nördlicher Oberrheingraben). – Geol. Jb. Hessen, **141**: 5–28; Wiesbaden.

Kirschvink, J.L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. – Geophysical Journal International, **62** (3): 699–718.

Rolf , C (2000): Das Kryogenmagnetometer im Magnetiklabor Grubenhagen. – Geologisches Jahrbuch E, **52**: 161–188.

Scheidt, S., Hambach, U., Hao, Q., Rolf, C. & Wennrich, V. (2020): Environmental signals of Pliocene-Pleistocene climatic changes in Central Europe: Insights from the mineral magnetic record of the Heidelberg Basin sedimentary infill (Germany). – Global and Planetary Change, **187**: 103–116, doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103112.

Scheidt, S., Hambach, U. & Rolf, C. (2015): A consistent magnetic polarity stratigraphy of late Neogene to Quaternary fluvial sediments from the Heidelberg Basin (Germany): A new time frame for the Plio-Pleistocene palaeoclimatic evolution of the Rhine Basin. – Global and Planet. Change, **127**: 103–116; Amsterdam, doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.004.

Sirocko, F., Knapp, H., Dreher, F., Förster, M.W., Albert, J., Brunck, H., Veres, D., Dietrich, S., Zech, M., Hambach, U., Rohner, M., Rudert, S., Schwibus, K., Adams, C., & Sigl, P. (2016): The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of Landscape Evolution Zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60,000 years. – Global and Planetary Change, **142**: 108–135. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.005.

Utescher, T., Ashraf, A.R., Dreist, A., Dybkjaer, K., Mosbrugger, V., Pross, J & Wilde, V. (2012): Variability of Neogene continental climates in Northwest Europe-A detailed study based on microfloras. – Turkish Journal of Earth Sciences, **21** (2): 289–314.

Veres, D., Tecsa, V., Gerasimenko, N., Zeeden, C., Hambach, U. & Timar-Gabor, A. (2018): Short-term soil formation events in last glacial east European loess, evidence from multi-method luminescence dating. – Quaternary Science Reviews, **200**: 34–51.

Zeeden, C., Kels, H., Hambach, U., Schulte, P., Protze, J., Eckmeier, E., Markovic, S.B., Klasen, N., & Lehmkuhl, F. (2016): Three climatic cycles recorded in a loess-palaeosol sequence at Semlac (Romania) – Implications for dust accumulation in south-eastern Europe. – Quaternary Science Reviews, **154**: 130–142.

Geol. Jb. Hessen **141**: 45–57, 2 Abb., 1 Tab., 2 Tafeln; Wiesbaden 2024

Joachim Wedel[1]

Untersuchungen an Mollusken der Forschungsbohrung bei Riedstadt-Erfelden

mit einem Beitrag von Anna Pint[2] zu weiteren mikropaläontologischen Untersuchungen (Ostrakoden)

Kurzfassung

In Bezug auf das geologische Schichtenverzeichnis (Hoselmann 2024) wurde die Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden im Tiefenbereich von 20 bis 130 m gezielt nach fossilen Mollusken beprobt und untersucht (Tab. 1). Schwerpunkte dabei waren die humusreichen Zwischenhorizonte fluviatiler bzw. limnischer Ablagerungen, wobei die obersten sowie die untersten drei Proben aus Warmzeiten (Interglazialen) stammen. Eine Probe enthält Mollusken einer kälteren Übergangsfauna (Periglazial), die andere Probe enthält keine Mollusken. Durch die Zusammensetzung der Thanatozönosen konnten die lithostratigraphischen Einstufungen weitestgehend bestätigt werden. Besonders hervorzuheben sind dabei die Proben aus der Ludwigshafen-Formation oberhalb der unterpleistozänen Viernheim-Formation und des Tonschluffmergel an der Grenze des ältesten Pleistozäns zum jüngsten Pliozän.

Es konnten ausgestorbene Süßwasser Arten wie *Borysthenia goldfussiana* Wüst, 1901 aus der Ludwigshafen-Formation; *Borysthenia juxi* Schlickum & Strauch, 1979, *Valvata piscinaloides* Michaud, 1855, *Valvata paviai* Schlickum & Strauch, 1979, *Nystia gruenewaldi* Schlickum, 1970, *Pisidium clessini* Neumayr, 1875 und die Landschnecke *Cochlostoma salomoni* Geyer, 1914 aus dem untersten Teil der Viernheim-Formation nachgewiesen werden.

Abstract

With regard to the geological index of layers (Hoselmann 2024), the Riedstadt-Erfelden research borehole was specifically examined in the depth range from 20 to 130 m for fossil mollusks (table 1). The focus was on the humus-rich intermediate horizons of fluvial and limnic deposits, with the top and bottom three samples corresponding to warm periods in interglacials. One sample contains molluscs from a colder transitional fauna (periglacial); the other sample contains no molluscs. The composition of the thanatocenoses largely confirmed the lithostratigraphic classifications. Of particular note are the samples from the Ludwigshafen Formation above the Lower Pleistocene Viernheim Formation and the clay silt marl on the border of the oldest Pleistocene to the younger Pliocene.

Extinct freshwater species such as *Borysthenia goldfussiana* Wüst, 1901 from the Ludwigshafen Formation; *Borysthenia juxi* Schlickum & Strauch, 1979, *Valvata piscinaloides* Michaud, 1855, *Valvata paviai* Schlickum & Strauch, 1979, *Nystia gruenewaldi* Schlickum, 1970, *Pisidium clessini* Neumayr, 1875 and the land snail *Cochlostoma salomoni* Geyer, 1914 from the lowest part of the Viernheim Formation.

Inhalt

1	Material und Methoden	46
2	Die Zuordnung der Mollusken in der Schichtabfolge	46
3	Alterseinstufung der fossilen, ausgestorbenen Arten in unterpleistozänen Faunen	47
4	Diskussion	51
5	Zusammenfassung der Ergebnisse	53
6	Mikropaläontologische Untersuchung der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden, Abschnitt Pleistozän (Anna Pint)	54
7	Schriftenverzeichnis	56

[1] Joachim Wedel, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden, E-Mail: joachim.wedel@hlnug.hessen.de
[2] Dr. Anna Pint, Institut für Geowissenschaften Friedrich-Schiller-Universität Jena, Burgweg 11, 07749 Jena, E-Mail: anna.pint@uni-jena.de

1 Material und Methoden

Die aus der Bohrung entnommenen elf Proben wurden im Trockenschrank bei 50 °C getrocknet. Anschließend wurden die Proben mit einer Mischung aus Wasserstoffperoxyd 36 % mit Wasser im Verhältnis 1 : 10 angesetzt. Die Proben wurden dann durch drei Siebfraktionen geschlämmt (0,5 mm, 1 mm und 3 mm). Das Wasser in den Schüsseln wurde zusätzlich durch ein Küchensieb mit Zellulose geschüttet, um etwaige mit Luft gefüllte kleine Gehäuse aufzufangen, damit diese nicht verloren gehen. Anschließend wurden die Proben wieder in mehreren Gefäßen im Trockenschrank getrocknet. Ausgelesen und bestimmt wurde dann am Binokular.

2 Die Zuordnung der Mollusken in der Schichtabfolge

Die **Mannheim-Formation** (Gabriel et al. 2013) wurde in zwei Bereichen zwischen 20 und 25 m Tiefe beprobt (siehe Tab. 1 und 3). Die in fein- und mittelsandigen Lagen enthaltenen Molluskenreste sind einer wärmeren Periode einer Kaltzeit zugehörig. Die *fruticum*-Fauna (nach der Art *Fruticicola fruticum* benannt) beinhaltet Arten feuchter Auen und lichtem Laubwald, die einem wärmeren Interstadial entspricht. Prägend hierzu sind neben *Fruticicola fruticum*, auch *Monachoides incarnatus, Perforatella bidentata, Arianta arbustorum* und *Aegopinella nitidula.* Bei den Süßwasserarten sind Temperatur gemäßigte Arten wie *Bithynia tentaculata* und verschiedene Sumpf– oder Schlammschnecken (Lymnaeidae) sowie Flussmuscheln (*Unio* sp.) vertreten. Die *fruticum*-Fauna weist unter allen kaltzeitlichen Molluskengesellschaften die höchsten Ansprüche auf und ist sowohl für die Übergangsabschnitte zwischen Warm- und Kaltzeiten als auch für die wärmsten Schwankungen innerhalb der Glaziale, vor allem aber für das Frühglazial bezeichnend. Sie bewohnt lichte Bestände widerstandsfähiger Holzarten, die mit offenen Flächen durchsetzt sind – also eine mäßig kalte Waldsteppe mit einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von 2–4 °C (Ložek 1964). Vergleichbar findet sich regional auch eine ausgeprägte *fruticum*-Fauna in der Oberen Humuszone (OMHZ) des Altwürm-Lössprofils bei Mainz-Weisenau (Bibus et al. 2002).

Die lithostratigraphische Einstufung der **Ludwigshafen-Formation** (Weidenfeller & Knipping 2008, Gabriel et al. 2013) wurde in einem sehr kleinen, grauen und schluffigen Horizont zwischen 39 und 41,2 m unter GOK festgelegt (Hoselmann 2024). Das bestätigen auch zwei Molluskenarten im Bohrkern. Im Vergleich zu den Mollusken aus der Bohrung Ludwigshafen P34 und P35 (Wedel 2008) und der Mannheim-Lindenhof-Bohrung (Rähle 2005) fand sich eine Art, die dem unteren Mittelpleistozän zugeordnet werden kann. Dabei handelt es sich um ein sehr gut erhaltenes Gehäuse der Süßwasserart *Borysthenia goldfussiana.* Weitere Reste wärmeliebender Süßwasserarten sind *Corbicula fluminalis* und *Borysthenia naticina.* Die Landmollusken setzen sich aus einer Mischfauna zusammen, die aus Arten offener Flächen (Pupilla- und Vertigo-Arten) und Arten der Auwälder (*Perforatella bidentata, Vitrea crystallina, Monachoides incarnatus*) bestehen. Möglicherweise zeigt diese Mischfauna den Übergang von einer gemäßigten zu einer wärmeren Fauna an, also von einer periglazialen zu einer interglazialen Fauna. Die Schalenreste sind teilweise stark abgerieben und mineralisiert, was auf fluviatile Umlagerungen hinweist. Daneben finden sich in der Probe wenige Zähne und Knochenfragmente von Fischen sowie Pflanzenreste, Holz und Holzkohle.

Zusätzlich wurden Proben aus den tiefer gelegenen grünlich-grauen Sanden, die organische Sedimente enthalten, der **Viernheim-Formation** (Hoselmann 2010, Gabriel et al. 2013, Hoselmann & Lehne 2014) genommen. Dabei wurden drei humose Zwischenhorizonte untersucht, wobei der erste Horizont zwischen 57,7 und 57,8 m unter GOK keine Mollusken enthielt. Bei 63,10 m wurde ein einzelnes, im Sand zerdrücktes Gehäuse von *Arianta arbustorum* bestimmt. Der umgebende Sand des Gehäuses enthielt noch Reste der häufigen Arten *Perforatella bidentata, Succinella oblonga* und *Galba truncatula*, die auf ein kälteres und feuchteres periglaziales Klima schließen lassen (*fruticum* oder *P. bidentata*-Fauna?). Weitere aussagekräftige Arten fehlen.

In der Probe mit feinsandigem Reinsand zwischen 73,8 und 74,0 m unter GOK weisen der Zustand der Molluskenschalen auf fluviatile Umlagerungen hin. Die Schalen sind teilweise in Apatit umgewandelt, pyritisiert oder stark abgerieben und zerbrochen. Die Mollusken der Probe enthalten wiederum eine Mischfauna aus offenen und lichten Waldarten der *fruticum*-Fauna und einer wärmeren *tridens*-Fauna. Diese ältere (*Chondrula*) *tridens*-Fauna besteht aus genügsamen Arten offener Flächen und steht analog zur Unteren Löss-Formation Sprafke & Terhorst (2019) der von Ložek 1964 beschriebenen Löss-Serie 5 und 6. Während im nördlichen Oberrheingraben die grauen Sande der Viernheim-Formation abgelagert wurden, ist die zeitgleiche Bodenbildung durch die Entwicklung starker Parabraunerden gekennzeichnet. Die *tridens*-Fauna liegt im jüngeren Abschnitt der Viernheim-Formation. Möglicherweise ist die Probe dem jüngeren Teil des Bavel-Komplexes oder dem älteren Abschnitt des Cromer-Komplexes (Cromer 1) im Unterpleistozän zuzuordnen, was auch zum Zustand der Schalen passt. Wärmeliebende Süßwasserarten treffen auf mesophile Arten an Land. Lichte Wälder markieren den Anfang

des zunehmend wärmer werdenden Klimas, was in den tiefer liegenden Schichten der Bohrung dokumentiert wird (siehe z. B. unter Kapitel 4 Zusammenfassung der Ergebnisse zwischen 84 und 88 m)

Die Entnahme von zwei Proben aus organisch geprägten Horizonten bei 84,5–84,7 m und 87,9–88,0 m sind von größerer Bedeutung. Während der obere Horizont nur sehr wenige Schalen enthält und daher nicht aussagekräftig genug ist (Periglazial?), sind im tieferen Horizont typische Artvorkommen des Calabriums und oberen Gelasiums (Unterpleistozän) vorhanden. Die Mollusken verweisen auf warme, feuchte Wälder einer älteren Warmzeit (Menap-, Waal- oder Tegelen-Komplex). Indikator ist das gemeinsame Vorkommen der Mollusken-Waldarten *Cochlostoma salomoni* und *Azeca goodalli*. Daneben enthält die stark mittelkiesige Probe auch Pflanzen- und Insektenreste sowie einen Säugerzahn (Apodemus?). Der Zustand der Schalenfragmente weist auf fluviatile Transport hin. Schalen- und Pflanzenreste sind teilweise mineralisiert oder pyritisiert, wie auch schon die Probe bei 74 m zeigt.

Der unterste Abschnitt der Viernheim-Formation und oberste Teil der Iffezheim-Formation (Ellwanger 2010, Gabriel et al. 2013) wird teilweise durch die dem obersten Pliozän zugeordneten Fossilien des schluffig-tonigen Bereichs bei 103–103,1 m unter GOK bestätigt. Es ist die tiefste, mit Fossilienresten vorgefundene Lage aus der Forschgungsbohrung Riedstadt-Erfelden. Die Probe enthält nur Süßwassermollusken, die teilweise durch die Einbettung im Schluffton gut erhalten sind. Die limnisch-fluviatilen Ablagerungen enthalten aber hauptsächlich Arten aus fluviatilen Fazies-Verhältnissen, also Arten, die in strömendem Wasser oder in langsam fließenden Seitenarmen der Flüsse ihre Lebensräume hatten (*Radix balthica, Planorbis planorbis, Anisus sp., Gyraulus laevis*). Die Mollusken wurden später mit Schluffton und Pflanzenmaterial überlagert und eingebettet. Aus der fluviatilen Rinne entwickelte sich langsam ein stehendes Gewässer. Dieses sumpfige Millieu wird durch das Vorkommen von Oogonien der Armleuchteralge (Chara) dokumentiert. Chara-Oogonien fanden sich auch in den beiden von Schlickum & Strauch (1979) beschriebenen tonigen Deckschichten der rheinischen Braunkohletagebaue von Frechen und Fortuna in der Niederrheinischen Bucht, welche mit schluffigen, sandigen und humosen Bändern oder torfigen Lagen durchzogen waren. Daneben sind Fischzähne und Pflanzenreste in der Probe enthalten.

Ein stratigraphisch besonders bedeutender Fund sind mehrere in das jüngere Pliozän einzustufende Arten. Am häufigsten findet sich *Valvata piscinaloides*, gefolgt von *Valvata paviai* und *Borysthenia juxi.* Alle drei Arten sind in der Niederrheinischen Bucht aus dem Tagebau Fortuna von Schlickum & Strauch (1979) bestimmt worden, wobei die beiden letztgenannten Arten dort erstmalig beschrieben worden sind. Auch aus dem Elsass bei Sessenheim (Schlickum & Geissert 1980) wurde das häufige Vorkommen von *Valvata piscinaloides* aus dem Tonmergel („Valvata-Mergel") bekannt. Wie in den Deckschichten des Steinbruchs Mainz-Weisenau (Geissert 1983), so wurde auch in der Forschungsbohrung bei Riedstadt-Erfelden *Nystia gruenewaldi* gefunden, welche den ausgehenden Charakter des jüngsten Pliozäns markiert. Ein warmes Klima zeigen typische Muscheln wie *Pisidium clessini* Neumayr, 1875, *Pisidium nitidum crassum* Stelfox, 1918, *Sphaerium rivicola* Lamarck, 1818 und Reste (Perlmuttfragmente) von größeren Flussmuscheln *Unionidae indet* an.

Vergleichbare Fossillagerstätten für die Schichtabfolgen der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden sind bisher im Gebiet des Rheins nur aus den pliozänen Deckschichten der rheinischen Braunkohle von Fortuna-Garsdorf und Frechen in der Niederrheinischen Bucht (Schlickum & Strauch 1979), den pliozänen Schichten von Sessenheim im Elsass (Geissert 1972) sowie den plio-pleistozänen Deckschichten von Mainz-Weisenau (Semmel 1983) bekannt. Ebenso zeigen die malakologischen Untersuchungen an Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben bei Ludwigshafen, Mannheim, Viernheim und Gernsheim (Wedel 2008) sowie anderer Autoren die im Text erwähnt sind vergleichbare Verhältnisse.

Die beiden tieferen Proben aus der Iffezheim-Formation (119,2–119,3 m und 130,6–130,7 m unter GOK) mit humosen Resten aus tonigen Lagen des oberen Pliozäns sind fossilfrei.

3 Alterseinstufung der fossilen, ausgestorbenen Arten in unterpleistozänen Faunen

Die beiden tiefsten Proben mit Molluskenresten aus den quartären Ablagerungen der Forschungsbohrung sind charakteristisch für die ältesten, pleistozänen Warmzeiten:

Cochlostomatidae Kobelt, 1902

Cochlostoma salomoni Geyer, 1914 war bisher seit dem Bavel-Komplex bekannt. Eine gut erhaltene Gehäusespitze mit fünf Umgängen wurde in der Probe bei 88 m Tiefe beschrieben. Die ältesten Funde aus dem Prätegelen-Komplex sind von der Fossilienfundstelle Neudegg (Döppes & Rabeder 1996) in Österreich beschrieben worden.

Cochlostoma salomoni Geyer, 1914 ist bekannt aus Gambsheim und La Wanzenau im Elsass (Geissert 1985), aus Buch bei Illertissen (Münzing 1973), Fischbach (Schröder & Dehm 1951), in den Höhenschottern von Rottenburg (Neckartal) (Bibus & Rähle 2005), am Uhlenberg bei Lauterbrunn (Dehm 1979, Rähle 2005), aus der Bohrung bei Philippsburg

Landkreis Bruchsal (MÜNZING 1973), aus dem Tegelen (MEIJER 1988, RÄHLE 1995), aus Neudegg (DÖPPES & RABEDER 1996) und Bad Deutsch-Altenburg (RABEDER 1976) in Österreich (Taf. 1, Fig. 3).

Viviparidae GRAY, 1847

Viviparus sp. MONTFORT, 1810

– *Viviparus cf pollonerae* SACCO, 1884

Die ersten zweieinhalb Umgänge einer Gehäusespitze (Apex) sind von Viviparus erhalten geblieben. Sie ist gedrungen und dickschalig. Die Umgänge sind mit einer feinen, rasterförmigen Oberflächenskulptur versehen. Das gesamte Gehäuse scheint eher kleinwüchsig gewesen zu sein. Der Apex ist stumpf im Gegensatz zu *Viviparus dehmi* (Schlickum & Strauch 1979). Daher könnte es sich um die Art *Viviparus pollonerae* SACCO, 1884 handeln, die von SCHLICKUM & STRAUCH (1979) sowohl im Tagebau Frechen, als auch im Tagebau Fortuna der rheinischen Deckschichten gefunden wurde. In der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden tritt diese in der untersten Probe bei 103 m Tiefe auf (Taf. 2, Fig. 8).

Truncatellidae Gray, 1840

Nystia gruenewaldi SCHLICKUM, 1970

ist aus den Deckschichten der rheinischen Braunkohle dem ehemaligen Tagebau Fortuna-Garsdorf bekannt (SCHLICKUM & STRAUCH 1979), aus den plio-pleistozänen Deckschichten des Steinbruchs in Mainz-Weisenau (GEISSERT 1983), aus der Spülbohrung in Philippsburg am Oberrhein (MÜNZING 1973) sowie aus der Bohrung Gernsheim-Klein Rohrheim BK2 (HLUG Az.: 89-01.20-244/00-Hü) bei einer Tiefe von 137 m (WEDEL 2001, HLNUG-interner Bericht). Diese Probe der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden enthielt bei 103 m Tiefe mehrere Gehäusespitzen und typische Mündungsfragmente (Taf. 2, Fig. 9).

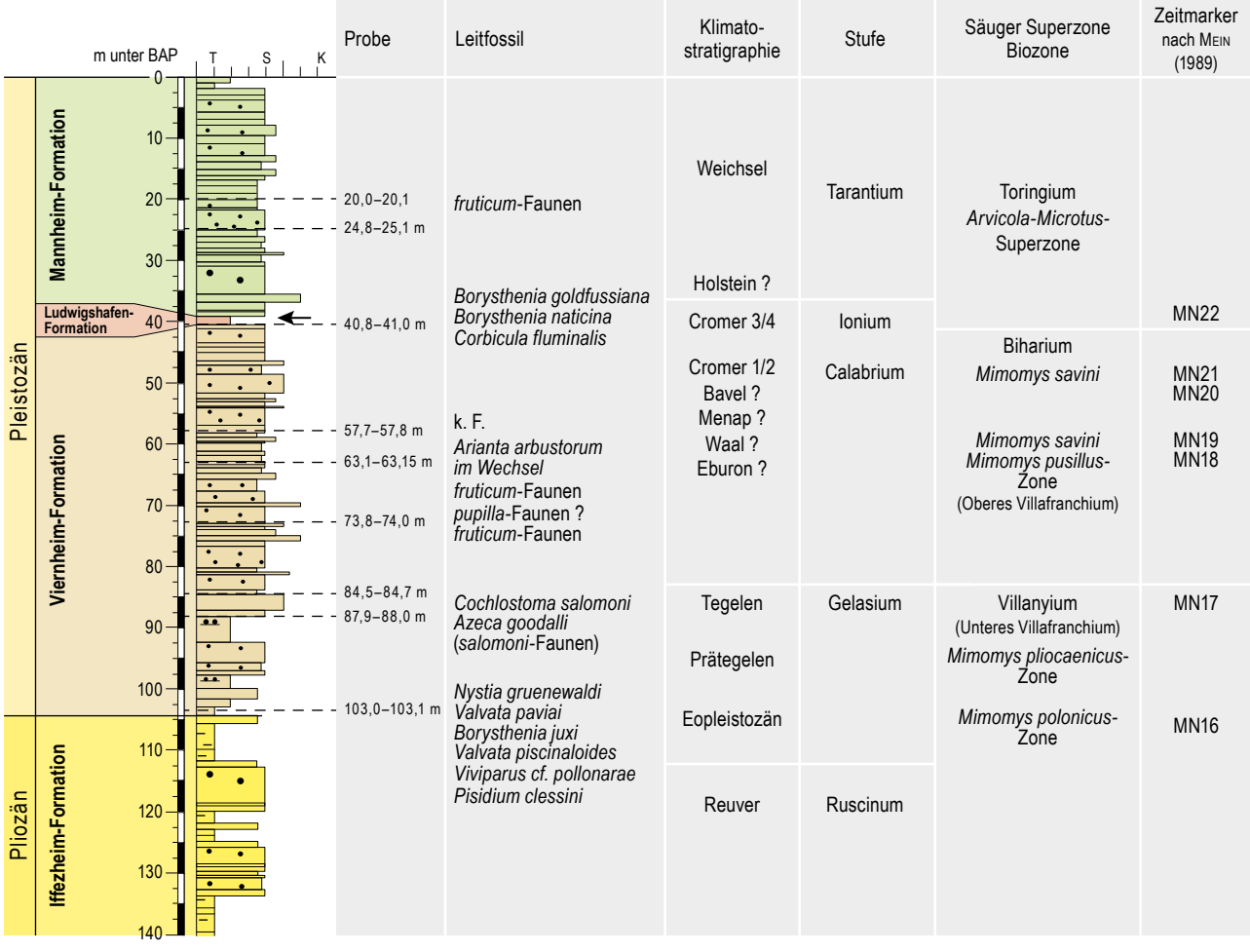
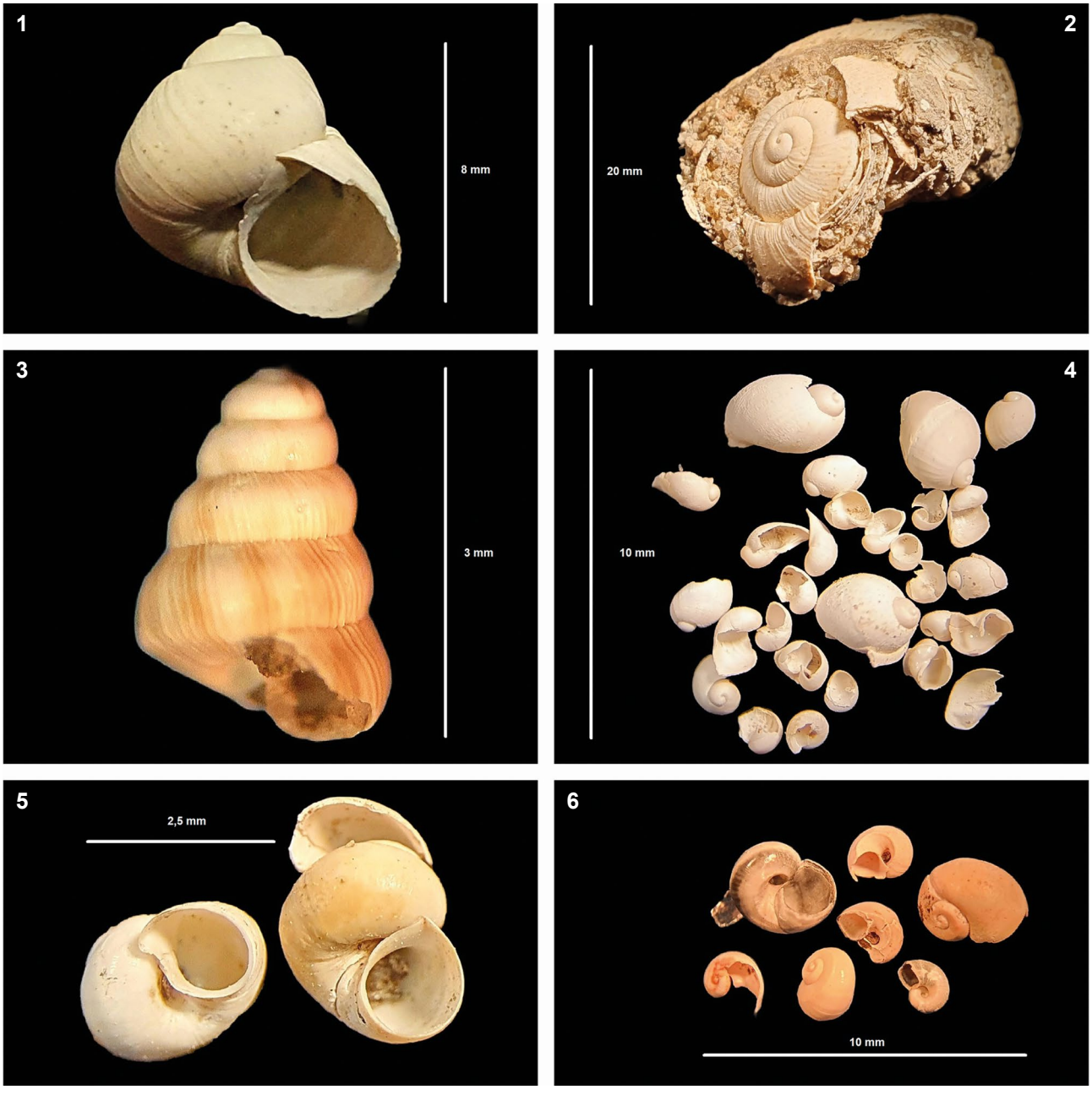


Abb. 1: Bohrprofil mit Einschaltung der gefundenen Leitfossilien, der Klimatostratigraphie und der Säuger-Superzonen mit ihren zugehörigen Zeitmarkern

Valvatidae Gray, 1840

Valvata piscinaloides Michaud, 1855
ist aus den plio-pleistozänen Deckschichten von Mainz-Weisenau (Geissert 1983), des Tagebaus Fortuna-Garsdorf (Schlickum & Strauch 1979), aus Hauterive / Drome (Michaud 1855), aus dem Tonmergel in Sessenheim im Elsass (Schlickum & Geissert 1980) und Montagny-les-Beaune (Schlickum et al. 1978) bekannt. Nungesser (2021) beschreibt möglicherweise diese Art als *Valvata* sp. aus der sogenannten Laubenheim-Formation bei Mainz. Diese Art wirkt gröber und dickschaliger als die rezente *Valvata piscinalis*. Zuwachsstreifen treten unregelmäßig aber deutlicher hervor. Das Gehäuse ist kreiselförmig, der letzte Umgang ist dominant und gerundet. Die Art hat die meisten Individuen in der Probe bei 103 m unter GOK (Taf. 2, Fig. 7).

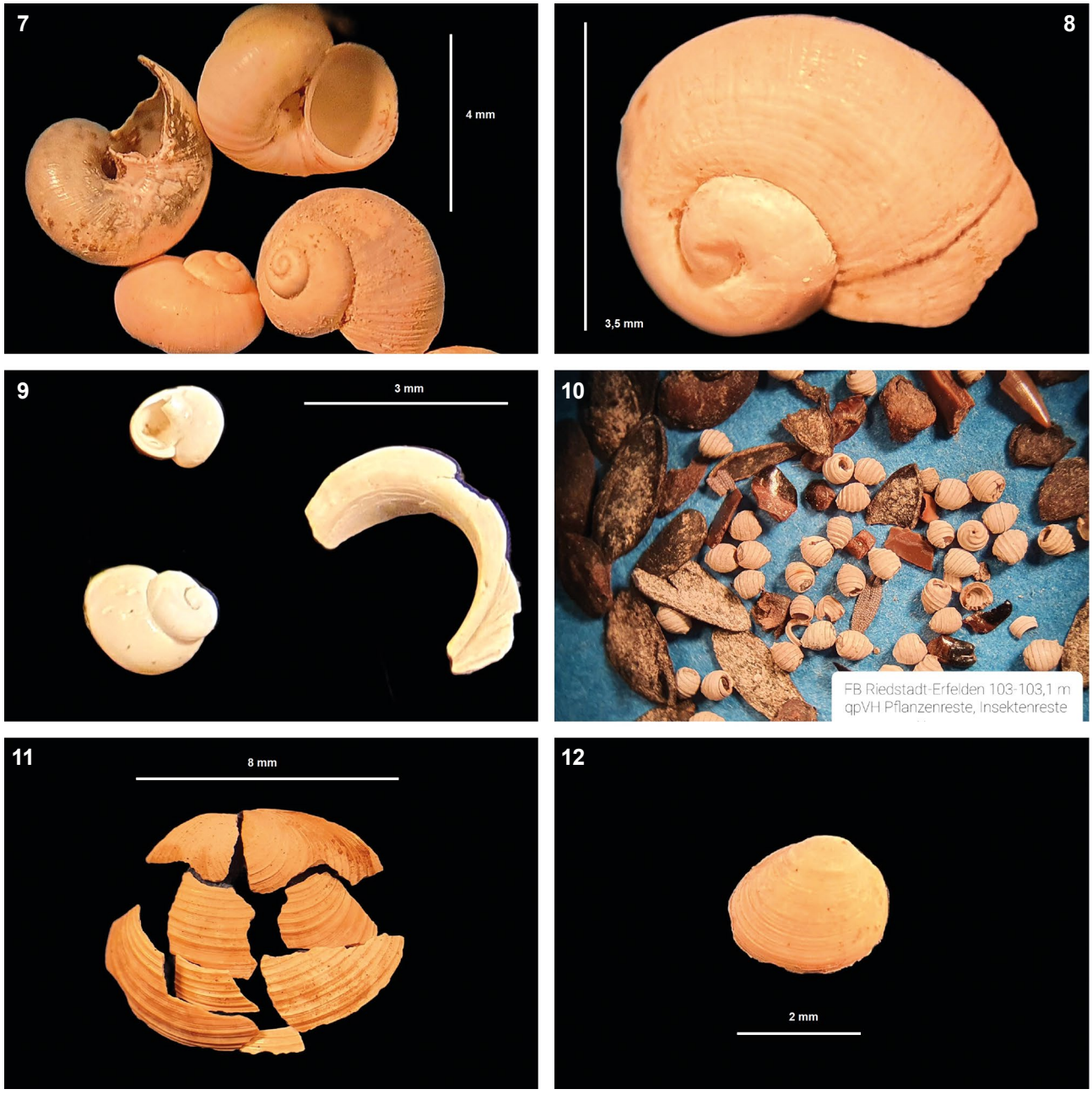


Tafel 1

Fig. 1. *40,8–41,0 m* *Borysthenia goldfussiana*
Fig. 2. *61,1–63,3 m* *Arianta arbustorum*
Fig. 3. *87,9–88,0 m* *Cochlostoma salomoni*
Fig. 4. *103,0–103,1 m* *Radix balthica*
Fig. 5. *103,0–103,1 m* *Borysthenia juxi*
Fig. 6. *103,0–103,1 m* *Valvata paviai*

Valvata paviai Schlickum & Strauch, 1979

Schlickum & Strauch (1979) beschreiben *Valvata paviai* aus dem Tagebau Fortuna-Garsdorf in der Niederrheinischen Bucht. Dort tritt die Art häufig in schluffigen Tonen mit Muscheln auf und lässt sich von *V. piscinaloides* und *B. juxi* durch den geschulterten, abgeflachten (kantigen) Anfangsumgang deutlich von anderen Valvatiden unterscheiden. Mehrere teilweise gut erhaltene Exemplare finden sich in der untersten Probe bei 103 m unter GOK (Taf. 1, Fig. 6).



Tafel 2

Fig. 7. 103,0–103,1 m *Valvata piscinaloides*
Fig. 8. 103,0–103,1 m *Viviparus cf. pollonera*
Fig. 9. 103,0–103,1 m *Nystia gruenewaldi*
Fig. 10. 103,0–103,1 m Pflanzenreste, Charophyten
Fig. 11. 103,0–103,1 m *Pisidium clessini*
Fig. 12. 103,0–103,1 m *Pisidium nitidum crassum*

Borysthenia juxi Schlickum & Strauch, 1979
wurde erstmals aus dem Tagebau Fortuna-Garsdorf beschrieben. Charakteristisch ist das kegelförmige, glänzende Gehäuse und der geschlitzte Nabel im Gegensatz zur rezenten Art *Borysthenia naticina* Menke, 1845. In der Probe bei 103 m sind mehrere Exemplare gut erhalten (Taf. 1, Fig. 5).

Die Gehäuse der letzten vier Arten wurde mit den Holotypen und Paratypen aus der Sammlung Schlickum (Deckschichten der rheinischen Braunkohle) in der Malakozoologischen Sammlung im Naturkundemuseum und Forschungsinstitut Senckenberg in Frankfurt am Main verglichen.

Borysthenia goldfussiana Wüst, 1901

Die fossile Art *Borysthenia goldfussiana* Wüst, 1901 ist stratigraphisch ab dem Tegelen-Komplex im Altpleistozän bis in die Holstein-Warmzeit im Mittelpleistozän einzuordnen. Nachweise sind außer von (Wüst 1901) aus dem ältesten Pleistozän Thüringens auch aus dem älteren Cromer (Cromer 1 und 2) von Rundton (Kennard 1911) und Pakefield/Kessingland (Suffolk) (Stuart & Lister 2001) in England bekannt. Bei Nachweisen aus dem Saale-Komplex der Niederlande (Jaeckel 1962) und Funden aus einer Bohrung in Berlin (Zilch & Jaeckel 1962), handelt es sich wohl nachweislich um eine Fehlinterpretation (Meijer 1989), da sämtliche Funde der Art *B. naticina* zugehören. Nach Meijer (2003) dürfte *Borysthenia goldfussiana* in der Zeit zwischen dem Tegelen-Komplex und der Holstein-Warmzeit gelebt haben.

Im Cromer 2 korreliert *Borysthenia goldfussiana* mit der Säugerstufe MN 20-MN 21 von *Mimomys savini*, die dem jüngeren Biharium (vergl. von Koenigswald & Heinrich 2007, Wedel 1999) zugeordnet wird. Geissert (1970) beschreibt *Borysthenia goldfussiana* ebenfalls aus Ablagerungen des Cromer-Komplexes der Mosbacher Sande in Wiesbaden. In der Forschungsbohrung Groß-Rohrheim C/00-BK1 (HLNUG-Archivnummer: 6216/1348, HLUG Az.: 89-01.20-244/00-Hü) fand sich bei 84 m (Wedel 2001, interner Bericht) ein vollständig und gut erhaltenes Exemplar, das dem Unterpleistozän zugeordnet wurde. Krolopp (2003) stellt sie für Ungarn generell in das Unterpleistozän. Auch die fossile Süßwasserschnecke *Parafossarulus crassitesta* (Brömme 1885) dürfte nach bisherigen Funden aus der Ludwigshafen-Formation der Forschungsbohrungen Ludwigshafen-Maudach A36 (*Wedel* 2008) und Mannheim-Lindenhof (Rähle 2005) zwischen dem Cromer-Komplex 3 (Rähle 2005) und der Holstein-Warmzeit und somit eine bezeichnende Art der Ludwigshafen-Formation sein. Alle drei oben beschriebenen Arten werden aus der Bohrung Noorderhoeve-19E117 von Meijer (2003) der Holstein-Warmzeit der Niederlande zugeordnet (Taf. 1 Fig. 1).

Pisidium clessini Neumayr, 1875

Im Cromer-Komplex von West-Runton (Norfolk), Großbritannien, ist *Borysthenia goldfussiana* Wüst, 1901 mit der ebenfalls ausgestorbenen Erbsenmuschel *Pisidium clessini* Neumayr, 1875 vergesellschaftet. *Pisidium clessini* wurde im nördlichen Oberrheingraben in tonigen Ablagerungen der Ludwigshafen-Formation einer Bohrung von Ladenburg bei Mannheim gefunden und dort dem Cromer-Komplex zugeordnet (Engesser & Münzing, 1991). Ebenso wird ein Fund aus einer Bohrung bei Biebesheim (A90-B2 HLNUG-Archivnummer: 6216/1300) alt- und mittelpleistozänen Ablagerungen zugeordnet (Wedel 1996). Hier werden die Schalenreste einer Klappe dem ältesten Pleistozän zugerechnet. Die Gehäuseoberfläche von *P. clessini* ist deutlich ausgeprägter gerippt als jene der rezenten *Pisidium amnicum* (Taf. 2 Fig. 11).

4 Diskussion

Da in den Proben markante Säugerzähne zur biostratigraphischen Einstufung fehlen, ist man beispielsweise auf Ergebnisse der Pollenanalyse (Lenz 2024), der Schwermineralanalyse (Hoselmann 2024), Lumineszenz-Datierungen (Sontag-González et al. 2024) und auf Vergleiche zu anderen Fundorten und Profilen angewiesen.

Vorkommen von Mollusken aus dem jüngeren Pliozän sind in Deutschland selten. Brunner (1952) beschreibt Mollusken im Schneckenmergel aus dem oberen Villafranchium im südlichen Rheinhessen von Westhofen und Hohensülzen (Brunner in Weiler 1952). Dieser Schneckenmergel beinhaltet auch eine Vielzahl an Landmollusken. Aufgrund eiszeitlicher Erosionen ist der Mergel nur relikthaft vorhanden. Wenn die Zuordnungen stimmen, dann befinden sich außer *Perforatella bidentata* keine ausgestorbene Molluskenart in den Schneckenmergeln. Ob es sich bei der Erwähnung der *Valvata piscinalis* cfr *antiqua* wirklich um diese Art, oder bereits *V. piscinaloides* handelt, kann nicht mehr festgestellt werden, da die Sammlung seit dem letzten Weltkrieg verschollen ist (Brunner 1952). Weiter untersuchte Geissert (1976) pliozäne Süßwassermollusken aus der Fossillagerstätte Willershausen am Harz, aber bei der Zuordnung von *Viviparus*-Arten wird Geissert nicht eindeutig und verweist auf vergleichbare französische und italienische Arten.

In der tiefsten, fossilreichen Probe der Forschungsbohrung bei Riedstadt-Erfelden fehlen Landmollusken, so dass man sich nur an fossilen Süßwasserarten orientieren kann, die stratigraphisch durch Schlickum et al. (1978), Schlickum & Strauch (1979) und Schlickum & Geissert (1980), unter Zuhilfenahme anderer Fossilien in das jüngere Pliozän eingestuft wurden. In Korrelation damit kann die Probe bei 103 m unter GOK in die

Säugetierstufe 16 des Unteren Villanium (unteres Villafranchium) gestellt werden; die Einstufung entspräche dem jüngsten Pliozän. Die Probe wäre dann nicht älter als die Deckschichten vom Tagebau Fortuna (Schlickum & Strauch 1979), aber maximal nicht jünger als der Süßwassermergel von Sessenheim (Schlickum & Geissert 1980), von Geissert als „Pliocene final" (Nordsieck 1982) benannt (Abb. 1). Die Art *Valvata paviai* ist bisher nur aus den grünen Tonen des Tagebaus Fortuna der rheinischen Deckschichten der niederrheinischen Braunkohle bekannt. Im Vergleich mit Arten der stratigraphisch wichtigen Ordnung der Triptychen, Clausilien und Kleinsäugern stellt Nordsieck (1982) die Fauna von Fortuna und Frechen in das Untere Villafranchium, zwischen Prätegelen und Reuverium (unteres Gelasium) und hält diese für jünger als die von Schlickum & Strauch (1979) angenommene Stufe der Reuver-Subformation (Abb. 2).

Die Schichtenfolgen der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden zeigen nach dieser Probe etwa zwei Meter tiefer den Beginn des Pliozäns an. In den weiteren, tieferen Proben, dem unteren humosen Horizont, sind keine Molluskenreste mehr anzutreffen. Die Schichten liegen bereits in tertiären, im Wesentlichen kalkfreien Tonen.

Die vorletzte quartärzeitliche Probe bei 88 m unter GOK im Profil der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden könnte in Ihrer Zusammensetzung der Mollusken-Gemeinschaft in den interglazialen Bereich des Tegelen-Komplexes fallen, was die bereits erwähnten Landmollusken anzeigen. Sie wäre auf jeden Fall nicht jünger als der Waal-Komplex einzuordnen.

Eine pollenanalytische Untersuchung dieser untersten Lagen in der Forschungsbohrung sind von biostratigraphischer Bedeutung, da sie Pollen von pliozänen und pleistozänen Pflanzen enthalten könnten (Lenz 2024). Die klimatischen Verhältnisse im ältesten Pleistozän können auf Grund von paläontologischen und paläobotanischen Ergebnissen beurteilt werden (Kvasov 1971).

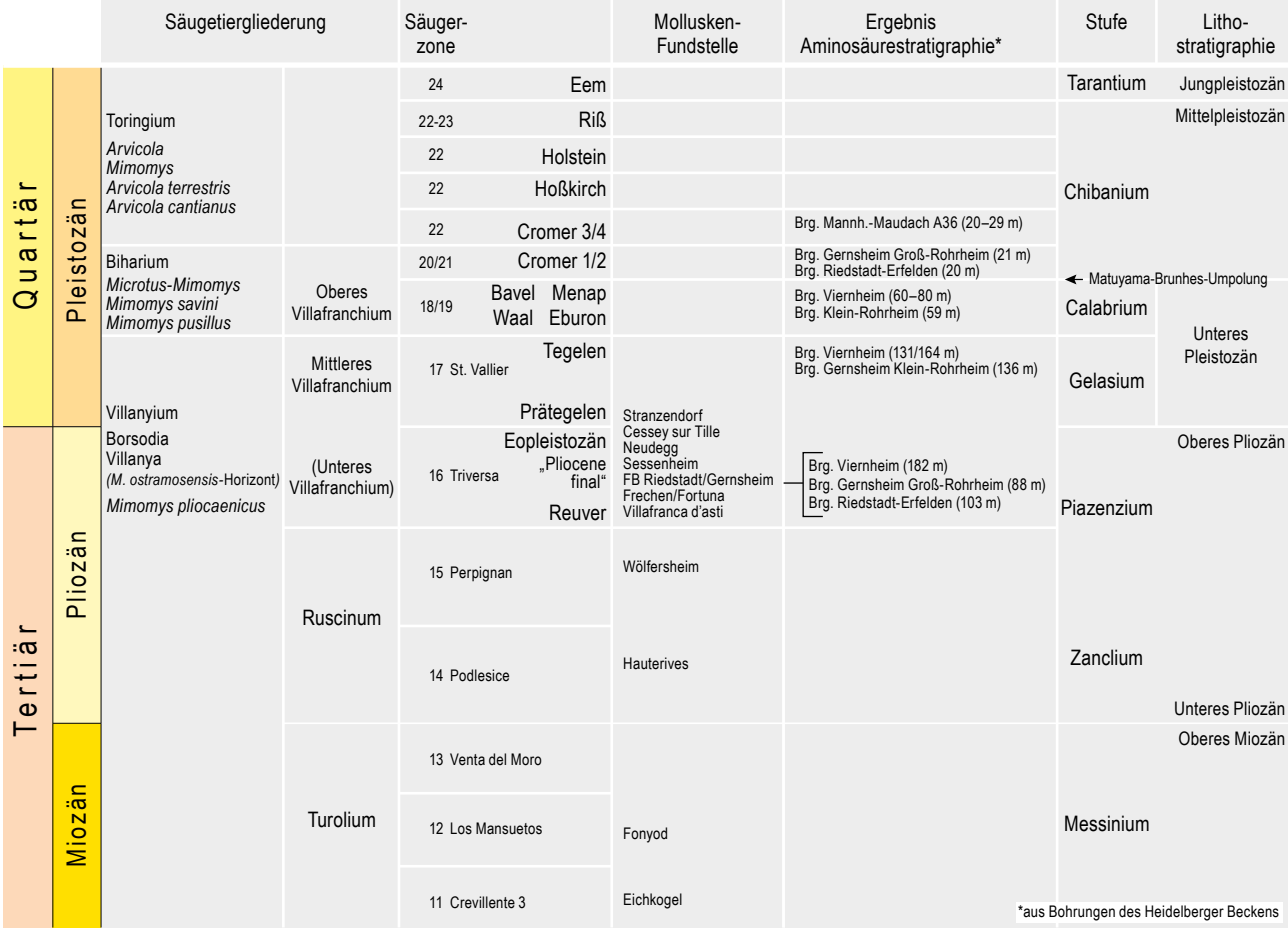


Abb. 2: Zeittafel nach Nordsieck (1982) mit dem Bereich des untersten Pleistozän zum Pliozän und entsprechenden wichtigen, eingeschalteten, fossilen Fundorten in Korrelation der Clausilien zu den Säugetierstratigrafischen Einstufungen in Europa. Eine Chronologie mit der Aminosäure-Racemisierungs-Methode in Kernen von Verschlussdeckeln der Süßwasserfederkiemenschnecke führte durch Vergleiche zur biostratigraphischen Einstufung in Spalte 6 (Nelson, E., White, D., Dickinson, M. 2023; freundl. schriftl. Mitteilung).

Die Pollenanalyse könnte mit Ergebnissen aus dem Obersten Pliozän des Elsass, wie z. B. aus der Hagenauer Umgebung (Geissert 1972) oder der Kiesgrube Mary Kocher bei Sessenheim (Geissert 1981) verglichen werden. Ebenso ist ein Vergleich mit Ergebnissen der pollenanalytischen Untersuchungen aus den plio-pleistozänen Deckschichten des Steinbruchs von Mainz-Weisenau (Semmel 1983) möglich.

Aufgrund der begrenzten Stichprobengröße des untersuchten Materials aus den humosen Horizonten der Bohrung fehlen kontinuierliche zeitliche Übergänge bei den Fossilien. Große Abschnitte wie die Kaltzeiten (Weichsel/Saale/Eburon-Komplex) konnten daher nicht eindeutig nachgewiesen werden. Um dies zu ermöglichen müssten zusätzliche Proben genommen und untersucht werden.

5 Zusammenfassung der Ergebnisse

In einer Tiefe von 104 m wurde die geologische Grenze von der Viernheim- zur Iffezheim-Formation festgelegt (Hoselmann 2024). Im Allgemeinen wird die Grenze zwischen dem Pleistozän und dem Pliozän anhand von Fazieswechseln von karbonatfreien tonig-schluffigen Sanden oder Tonen zu kalkhaltigen, kiesigen Sanden definiert. Diese Grenze zeigt den deutlichen Übergang in der Zusammensetzung der Schwerminerale (Hoselmann 2024). Im Pliozän ist bei den transparenten Schwermineralen eine Dominanz von Zirkon und Turmalin (Stabile Mineralgruppe) zu beobachten. Ab dem Quartär bestimmt die Rhein-Gruppe, bestehend aus Granat, grüner Hornblende, Epidot und Alterit die Schwermineralzusammensetzung.

Zur Untersuchung der Mollusken wurden ausschließlich humose Proben von Abschnitten der Forschungsbohrung ausgewählt. Die tiefste Probe mit fossilen Mollusken aus humosen Lagen stammt aus einer Bereich von 103 m und stammt aus einem mächtigen, halbfesten Tonschluffmergel zwischen 98 und 104 m unter GOK. Die Probe enthält ausschließlich fluviatile Süßwassermollusken, die in einer limnischen Ablagerung eingebettet wurden. Etwa ein Viertel der Arten stammt aus umgelagerten pliozänen Sedimenten. Neben Pflanzenresten sind auch Säugerzahnreste, Fischreste sowie Insektenreste in der Probe enthalten. Darüber hinaus sind Charophyten Oogonien von Armleuchteralgen vorhanden. Tiefere organische Horizonte in der pliozänzeitlichen Iffezheim-Formation der Forschungsbohrung enthalten keine Mollusken.

Zwischen 84 und 88 m Tiefe unter GOK wurden zwei humose Horizonte der Viernheim-Formation untersucht. Der erste Horizont enthält kaum Mollusken, hauptsächlich bestimmbare Schalenreste von *Monachoides incarnatus* und *Perforatella bidentata* zusammen mit Pflanzen- und Säugerresten sowie Holzkohle. Die zweite Probe bei 88 Metern Tiefe enthält organisches Material einer warmzeitlichen Waldfauna. Sie enthält nicht nur Pflanzenreste, sondern auch Insekten- und Säugerreste . Zwei interglaziale Landmollusken markieren eine Waldfauna, die warmzeitliche salomoni-fauna (Geissert 1985). Sie ist durch verschiedene Fundorte aus dem oberen Gelasium (Tegelen) über das Calabrium (Waal, Bavel) bis ins unterste Ionium (Cromer 2) bekannt. Die Fauna kennzeichnet das häufige Vorkommen der beiden Waldarten *Cochlostoma salomoni* Geyer, 1914 und *Azeca goodalli* Ferussac, 1821. Beide Arten gelten als hochinterglaziale Leitarten (Rähle, 1995) und treten immer wieder gemeinsam in verschiedenen warmzeitlichen Horizonten des älteren Pleistozäns in Südwestdeutschland auf (Rähle 1995, Wedel 2008).

Die fluviatilen Ablagerungen zwischen 58 und 74 m der Forschungsbohrung liegen in den Abschnitten der grauen Sande („Rheinische Fazies“) der Viernheim-Formation im Unterpleistozän. Die Proben enthalten Mollusken, die jedoch biostratigraphisch wenig aussagekräftig sind. Die Schalen sind oft mineralisiert, stark verwittert oder abgerieben, was auf fluviatile Prozesse hinweist. Es scheint einen Wechsel im Übergang zwischen Molluskenfaunen, die für kälter-feuchte und wärmer-feuchte Bedingungen charakteristisch sind, sowie einen Wechsel zwischen lichter Bewaldung und offenen Flächen zu geben.

In oberen Bereichen der Mannheim-Formation liegen in den Wechsellagen zwischen Sanden und Kiesen bis 39 m vor allem Mollusken gemäßigter, glazialer Ausprägungen in der sog. (*Fruticicola) fruticum*-Fauna vor. Bis 41,2 m unter GOK folgt die geringmächtige Ludwigshafener-Formation (Mächtigkeit 2,20 m) mit kalkführendem Tonschluff und Reinsand. Das gemeinsame Vorkommen von *Corbicula fluminalis* und *Borysthenia goldfussiana* zeigen die oberen Abschnitte des warmzeitlichen Cromer 3 oder 4 Komplexes an.

Tab. 1: Liste der Mollusken aus der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden

Pal. Charakter Ložek, V. (1964)	Ökologie Ložek, V. (1964)	Art	20,0–20,1 m	24,8–25,0 m	40,8–41,0 m	63,10–63,15 m	73,8–74,0 m	84,5–84,7 m	*87,9–88,0 m*	103,0–103,10 m
1, 7	W Wf Mf	*Clausiliidae* indet.		x	xx	x	xx		x	
1	W	*Zonitidae* indet.			x				x	
1, 7	W !	*Aegopinella* sp.		x					x	
1	W !	*Monachoides incarnatus*	x	x	x		x	x	x	
1	W !!	***Azeca goodalli****							x	
1	W !!	***Cochlostoma salomoni****							x	
2	W (M)	*Arianta arbustorum*	x			x				
2	W (M)	*Fruticicola fruticum*							x	
2	W (M)	*Vitrea crystallina*			x		x			
2	W (M) !!	*Helicidae* indet		x						
3	Wh (+)	*Perforatella bidentata**	x		x	x		x	x	
5, 9	O	*Vertiginidae* indet.			x		x			
5	O +	*Pupilla sp.*			x		x			
5	O +	*Pupilla muscorum*					x			
7	M +	*Trochulus hispidus Komplex*		x			xx			
8	H +	*Succinella oblonga*				x				
10	F !	*Borsysthenia naticina*			xx					
10	F !	***Borsysthenia goldfussiana****			x					
10	F	*Corbicula fluminalis*			x				x	
10	F	*Pisidium clessini***								x
10	F	*Unioniidae indet.*		x						xx
10	F (Q)	***Nystia gruenwaldi****								xx
10	F S	*Sphaerium rivicola*								x
10	F (S)	*Pisidium nitidum crassum*								x
10	P (+)	*Planorbis planorbis*	x	x	x					xxx
10	P (+)	*Lymnaeidae indet.*	x	x	x					xx
10	P (+)	*Stagnicola palustris Komplex*			x					
10	P Pp (+)	*Anisus indet*	x		x				x	x
10	S	***Valvata paviai****								x
10	S	***Borysthenia juxi****								xx
10	S	*Gyraulus laevis**								xx
10	S	*Gyraulus albus*					xx			
10	S	*Planorbarius corneus*					x			
10	S F	*Bithynia tentaculata*	x	x	x		x		x	x
10	S F	*Radix cf. balthica*								xxx
10	S F	***Valvata piscinaloides****								xxx
10	S P	***Viviparus sp. (cf. pollonaere**)***								x
10	S P Pp (+)	*Galba truncatula*			xx	x			x	
10	S (F)	*Sphaeriidae indet.*					xx			x
10	S (F)	*Sphaerium corneum*			xx					
10	S S (F) P	*Pisidium* sp.			x		xx			
		Säugerzähne*						x	x	x
		Fischreste (Zähne, Knochen)			x					x
		Ostrakoden								x
		Insektenreste							x	
		Pflanzenreste, Holz, Holzkohle	x	x	x			x	x	x
		Armleuchteralgen (Charophyten)								x

* Arten am Rhein ausgestorben ** Arten ausgestorben: **x** = Individuendichte

6 Mikropaläontologische Untersuchung der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden, Abschnitt Pleistozän (Anna Pint)

Einleitung

Ostrakoden sind mikroskopisch kleine, durchschnittlich 1 mm große Crustaceen, die ein doppelklappiges kalzitisches Gehäuse besitzen. Sie besiedeln nahezu alle aquatischen Lebensräume und treten in der Regel zahl- und artenreich auf. Aufgrund der enormen Anpassungsfähigkeit einiger Arten kommen sie auch in extremen Habitaten, z. B. in Salzseen oder in arktischen Regionen vor. Daher ist es eher selten, wenn sie in Sedimenten, die aufgrund anderer aquatischer Organismen ein Gewässer anzeigen, nicht vorkommen. Einen Sonderfall bilden starke Fließgewässer, oder Bereiche starker Strömung, da es hier zwar zur Besiedlung einiger weniger spezialisierter Arten kommen kann, die Klappen von abgestorbenen Tieren aber in Stillwasserbereiche umgelagert werden können.

Material und Methoden

Die untersuchten 41 Proben entstammen der Forschungsbohrung bei Riedstadt-Erfelden von 2,55–103,55 m Teufe. Das durchschnittliche Gewicht der Proben beträgt 30 g. Die Probe bei 103,5 m wurde vor dem Durchsehen mit H_2O_2 vorbehandelt und anschließend mit einem 0,1 mm Sieb nass gesiebt. Anschließend wurden alle Proben als Streupräparate unter einem Stereomikroskop durchgesehen.

Ergebnisse und Interpretation

Leider konnte in keiner einzigen Probe Ostrakoden oder deren Reste nachgewiesen werden. Das verwundert vor allem für die beiden Proben aus 103 m Teufe, in der eine reiche Süsswassermolluskenfauna, Charophytenreste, sowie die Abwesenheit von Landschnecken auf ein stehendes Gewässer hindeuten. Da hier keine ökologischen Faktoren für ein Fehlen von Ostrakoden verantwortlich sein können, sind Lösungsprozesse der fragilen, dünnschaligen Ostrakodenklappen durch organische Säuren, z. B. Huminsäuren, die durch den Abbau von organischem Material entstehen können, denkbar. Die Probe zeigt einen hohen Anteil an organischen Bestandteilen, vor allem Pflanzenreste, teilweise inkohlt. Ein weiterer Grund, der umso mehr auch für die anderen untersuchten Proben infrage kommt, ist ein strömungsbedingter Abtransport der Ostrakodengehäuse, welche sich postmortal in zwei Klappen separieren und bereits bei leichter Strömung verdriften können. Für den überwiegenden Anteil der Proben kann schon bei Betrachtung des Sedimentes aufgrund des gut sortierten Fein- Mittelsandes ein fluviales Regime angenommen werden. Die Ausnahme bilden fünf Proben aus dem 40ten, dem 80ten und dem 90ten Meter, die eine schluffige Fazies zeigen, jedoch ebenfalls keine Ostrakoden enthalten.

Schlussfolgerung

Obwohl die Molluskenfauna, vor allem in Probe bei 103 m Teufe, bedingt auch in der Probe bei 40 m Teufe, auf stehende Gewässer mit favorablen ökologischen Bedingungen für Ostrakoden hinweist, können diese in den Proben nicht aufgedeckt werden. Für Probe bei 103 m kann daher angenommen werden, dass Ostrakoden zwar vorkamen, aber durch sekundäre Prozesse, wie Lösung oder Umlagerung hier nicht mehr nachweisbar sind. Angelehnt an die Ökologie der Mollusken, aber vor allem wegen des hohen Anteils an Pflanzenresten, könnte es sich bei den Ostrakoden um limnische Arten, die phytale Zonen besiedeln, handeln. Die meisten der anderen Proben weisen auf fluviale Bedingungen mit vorhandenen Strömungen hin, in denen sich Ostrakoden nur schwer ansiedeln konnten oder postmortal abtransportiert wurden.

Danksagung: Herrn Dr. Hasko F. Nesemann gebührt Dank für die Bestimmung der Muschelreste, hier den Pisidien. Ebenso möchte der Autor Frau Dr. Julia Sigward, Frau Sigrid Hof und Frau Sandra Müller vom Naturkundemuseum und Forschungsinstitut Senckenberg in Frankfurt am Main für die großzügige Bereitstellung der Originalstücke aus der „Sammlung Schlickum“ danken, die es ermöglicht haben, die gefundenen Fossilien aus Riedstadt-Erfelden mit denen aus der Niederrheinischen Bucht zu vergleichen. Ellie Nelson und Dustin White sei für die Untersuchungsergebnisse innerhalb des Projektes EQuaTe (Bridging Europe: A Quaternary Timescale For The Expansion And Evolution Of Humans) gedankt. Ein besonderer Dank gilt auch Herrn Dr. Christian Hoselmann vom Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) für seine Unterstützung und Einbindung in das Projekt.

7 Schriftenverzeichnis

Bibus, E. & Rähle, W. (2005): Molluskenführung und Deckschichtengliederung von Höhenschottervorkommen bei Haigerloch (Eyachtal) und Rottenburg (Neckartal) in Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **87**: 343–360, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Bibus, E., Rähle, W. & Wedel, J. (2002): Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lössprofil Mainz-Weisenau. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **51**: 1-14, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover. Brömme, C. (1885): Die Conchylien-Fauna des Mosbacher Diluvialsandes. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **38**: 72–80; Wiesbaden.

Brunner G. (1952): Die Schneckenmergel. – In: Weiler, W.: Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen I. Teil: Das Pliozän und seine organischen Einschlüsse. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch (VI), **3**: 147–170, 3 Abb.; Wiesbaden.

Dehm, R. (1979): Artenliste der altpleistozänen Molluskenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben. – Geol. Bavarica, **80**: 123–125; München.

Döppes, D. & Rabeder, G. (1996): Die Pliozänen und pleistozänen Faunen Österreichs. Die Schwerpunkte eines FWF-Projektes. – Mitt. Abt. Geol. und Paläont. Landesmuseum Joanneum, **54**: 7–41; 7 Abb., 2 Tab.; Graz.

Ellwanger, D. (2010a): Iffezheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. –Hannover: BGR. Last updated 03.11.2010. Record No. 1000014. – www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 31.01.2024).

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, 4 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Freiburg im Breisgau.

Férussac, A.E. (1821): Férussac, A.E.J.P.F. d'Audebard de (1821-1822). Tableaux systématiques des animaux mollusques classés en familles naturelles, dans lesquels on a établi la concordance de tous les systèmes; suivis d'un Prodrome général pour tous les mollusques ou fluviatiles, vivantes ou fossiles; Paris, 1821 et 1822.

Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C., Weidenfeller, M., Wielandt-Schuster, U. & The Heidelberg Basin Project Team (2013): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – Quatern. Int., **292**: 43–58; Amsterdam.

Geissert, F. (1970): Mollusken aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen). – Mainzer naturwiss. Arch., **9**: 147–203, 1 Abb., 18 Fig.; Mainz.

Geissert, F. (1972): Neue Untersuchungen im Pliozän der Hagenauer Umgebung (Nördliches Elsass). – Mz. Naturw. Arch., **11**:191-221; Mainz.

Geissert, F. (1976): Die Mollusken des Pliozän von Willershausen. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **111**: 25-30, Abb. 1; Hannover.

Geissert, F. (1981): Einige interessante und neue sommergrüne Pflanzenelemente (Fruktifikationen) aus dem Elsäßer Pliozän (Genera Sabia Colebr. Wikstroemia Endl., Allangium Lam., Nyssa L., Halesia Ellis, Rehderodendron Hu.). – Mitt. Bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz N.F., **12**:3/4: 233–239; Freiburg im Breisgau.

Geissert, F. (1983): Die Molluskenführung der plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 75–92; 7 Abb.; Wiesbaden.

Geissert, F. (1985): Une Faune malacologique du Quaternaire ancien dans les alluvions rhenanes d'Alsace septentrionale. – Documenta naturae, **27**: 1–4, 1 Abb., 1 Taf.; München.

Geyer, D. (1914): Über diluviale Schotter Schwabens und ihre Molluskenreste. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **4 (2)**: 120–138: 136-137, Tab. 2, Abb. 5, 6, 8, 13.

Gray, J.E. (1847): A list of the genera of recent Mollusca, their synonyma and types. Proceedings of the Zoological Society of London. (1847) **15**: 129-219; London.

Hoselmann, C. (2010): Viernheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 03.11.2010. Record No. 1000013. – www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 31.01.2024).

Hoselmann, C. (2024): Zur Geologie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (nördlicher Oberrheingraben). – Geol. Jb. Hessen, **141**: 5–28; Wiesbaden.

Hoselmann, C. & Lehné, R. (2014): Die quartärgeologische Entwicklung und ein geologisches 3D-Modell des nördlichen Oberrheingrabens. – Geol. Jb. Hessen, **138**: 57–73, 11 Abb.; Wiesbaden.

Jaeckel, S.G.A. (1962): Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten und quartären Vorkommen der mitteleuropäischen Mollusken. – In: Brohmer, P., Ehrmann, P. & Ulmer, G. (Hrsg.): Die Tierwelt Mitteleuropas. – **2** (Lief.1, Erg.), 25–294; Leipzig.

Kennard, A.S. (1911): On Valvata woodwardi n. sp., and Sphaerium bulleni, n. sp., from the Cromerian (Forest bed) of West Runton, Norfolk. – Proceedings of the Malacological Society of London, **9**: 324-326; London.

Koenigswald, W. v. & Heinrich, W.-D. (2007): Biostratigraphische Begriffe aus der Säugetierpaläontologie für das Pliozän und Pleistozän Deutschlands. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **56** (1–2): 96–115, 1 Tab.; Hannover.

Kobelt, W. (1902): Das Tierreich. Eine Zusammenstellung und Kennzeichnung der rezenten Tierformen. – 16. Lieferung. Mollusca. Cyclophoridae. S.I-XXXIX: 1-662, Friedländer Verlag; Berlin.

Krolopp, E. (2003): Mollusc species of the Hungrian Pleistocene formations (as of Dec 31 of year 2002), Malakologial Tajekkoztato. – Malacological Newsletter, **21**: 13–18; Budapest.

Kvasov D.D. (1971): Postulate einer Eiszeit-Theorie. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **22**:178–187; Öhringen.

Lamarck, J.B. (1818): [volume 5 of] Histoire naturelle des Animaux sans Vertèbres, présentant les caractères généraux et particuliers de ces animaux, leur distribution, leurs classes, leurs familles, leurs genres, et la citation des principales espèces qui s'y rapportent; precedes d'une Introduction offrant la determination des caracteres essentiels de l'Animal, sa distinction du vegetal et desautres corps naturels, enfin, l'Exposition des Principes fondamentaux de la Zoologie, vol **5**: 612 pp.; Paris, Deterville.

Lenz, O. (2024): Erste Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen der Sedimente aus der Forschungsbohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden. – Geol. Jb. Hessen, **141**: 59-74; Wiesbaden.

Ložek, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Rozpravy Ûstr. ûst. Geol., **31**, 374 S., 91 Abb., 10 Tab., 32 Taf., 4 Beil.; Praha.

Meijer, T. (1988): Fossiele Zoetwaternerieten uit het Nederlandse Kwartair en enkele opmerkingen over het voorkomen van deze groep in hjet Kwartair van Noordwest Europa. – De Kreukel (Jubileumnummer): 89–108, 4 Tab., 1 Taf.; Amsterdam.

Meijer, T. (1989): Notes on Quarternary Freshwater Mollusca of the Netherlands, with descriptions of some new species, Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol, **26** (4): 145-181, 3 Tab., 2 Taf; Leiden.

Meijer, T. (2003): The late Middle Pleistocene non-marine molluscan fauna of borehole Noorderhoeve-19E117 (province of Noord-Holland, the Netherlands). – Cainozoic Research, **2** (l–2) (2002): 129–134.

Menke, K.T. (1845): Kritische Übersicht der lebenden Valvata-Arten. – Zeitschrift für Malakozoologie, **8**: 115–130; Hannover.

Michaud, G. (1855): Description des coquilles fossiles decouvertes dans les environs de Hauterive (Drome). – Act. Soc., **2**: 33–64; Lyon.

Montfort P. (1810): Conchyliologie systématique et classification méthodique des coquilles. – Vol. **2**: pp. 676, 16 Abb.; Schoell; Paris.

Münzing, K. (1973): Beiträge zur quartären Molluskenfauna Baden-Württembergs. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **15**: 161–185, 5 Abb.; Freiburg im Breisgau.

Neumayr, M. & Paul, C.M. (1875): Die Congerien- und Paludienschichten Slavoniens und deren Faunen. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **7** (3): 1–106: 25, Tab. 8, Abb. 30; Wien.

Nungesser, K. (2021): Das Tertiär des Mainzer Beckens – Erdgeschichte und Fossilien in Rheinhessen und Umgebung. – 224 S. 479 Abb. 95 Taf.; Bielefeld (Steinkern Verlag).

Nordsieck, H. (1982): Zur Stratigraphie der neogenen Fundstellen der Clausiliidae und Triptychiidae Mittel- und Westeuropas (Stylomatophora, Gastropoda). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **22**: 137–155; 4 Tab.; München.

Rabeder, G. (1976): Die Carnivoren (Mammalia) aus dem Altpleistozän von Deutsch-Altenburg 2. – Beitr. Paläont. Österreich, **1**: 5–119; Wien.

Rähle, W. (1995): Altpleistozäne Molluskenfaunen aus den Zusamplattenschottern und ihrer Flußmergeldecke vom Uhlenberg und Lauterbrunn (Iller-Lech-Platte, Bayerisch Schwaben). – Geologica Bavarica, **99**: 103–117, 1 Tab.; München.

Rähle, W. (2005): Eine mittelpleistozäne Molluskenfauna aus dem Oberen Zwischenhorizont des nördlichen Oberrheingrabens (Bohrung Mannheim-Lindenhof). – Mainzer geowiss. Mitt., **33**: 9–20, 1 Tab; Mainz.

Sacco, F. (1884): Nuove specie di molluschi lacustri e terrestri in Piemonte. – Atti r. Accad. Sc. Torino, Cl. Fis. Mat. E Nat., **(2) 19**: 247–264; Torino.

Schlickum, W.R. (1970): Zur Gattung Nystia Tournouer. – Arch. Moll, 100: 291–293.

Schlickum W.R. & Geissert, F. (1980): Die pliozäne Land- und Süßwassermolluskenfauna von Sessenheim/Kr. Hagenau (Unterelsass). – Arch. Moll., **110** (4/6): 225–259 16 Abb.; Frankfurt a. Main.

Schlickum, W.R., Puissegur, J.J. & Clair, A. (1978): Die Molluskenfauna der Schichten mit *Viviparus burgundinus* und *Pyrgula nodotiana* von Montagny-les-Beaune (Dep. Cote-d'Or). Arch. Moll, **109**: 1–26; Frankfurt a. Main.

Schlickum, W.R. & Strauch, F. (1979): Die Land- und Süßwassermollusken der pliozänen Deckschichten der rheinischen Braunkohle. – Abh. Senck. Naturforsch. Ges., Nr. **536**: 144 S., 11 Taf.; Frankfurt a. Main.

Schröder, J. & Dehm, R. (1951): Die Molluskenfauna aus der Lehmzwischenlage des Deckenschotters von Fischbach, Kreis Augsburg. – Geologica Bavarica, **6**: 118–120; München.

Semmel, A. (1983): Die plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 219–233; Wiesbaden.

Sontag-González, M., Geis, A.-L., Kolb, T. & Fuchs, M. (2024): Chronostratigraphie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden: Erste Datierungsansätze mittels IR-RF. – Geol. Jb. Hessen, **141**: 29–38; Wiesbaden.

Sprafke, T. & Terhorst, B. (2019): Untere-Löss-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 06.12.2019. Record No. 1000038. – www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 02.04.2024).

Stuart, A. J. & Lister, A. M. (2001): The mammalian faunas of Pakefield/Kessingland and Corton, Suffolk, UK: evidence for a new temperate episode in the British early Middle Pleistocene, Quaternary Science Reviews, **20** (2001): 1677-1692; 7 Tab., 11 Abb.; London.

Wedel, J. (1996): Mollusken und Kleinsäuger aus verlandeten Altrheinrinnen bei Groß-Rohrheim. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **117**: 7–63, 5 Tab.; 20 Abb.; Wiesbaden.

Wedel, J. (1999): Altpleistozäne Kleinsäuger und Schnecken aus einer Bohrung bei Nordheim/Biblis. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **120**: 163–165, 1 Tab.; Wiesbaden.

Wedel, J. (2001): Pleistozäne und pliozäne Mollusken aus den Bohrungen C/00-BK1 und C/00-BK2, Bericht, HLfB; Wiesbaden (interner Bericht).

Wedel, J. (2008): Pleistocene molluscs from research boreholes in the Heidelberg Basin. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57** (3/4): 382–402, 6 Abb., 4 Tab.; Hannover.

Weidenfeller, M. & Knipping, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57**: 270–285; Hannover.

Wüst, E. (1901): Untersuchungen über das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens, nördlich vom Thüringer Walde und westlich von der Saale. – Abhandlungen der naturforschenden Gesellschaft Halle, **23**: 19–368.: 236, Tab. 1, Taf. 43–46; Halle.

Zilch, A. & Jaeckel, S.G.H. (1962): Mollusca, Ergänzung. – Tierwelt Mitteleuropas, 2(1), 294, 9 Taf.; Leipzig.

Geol. Jb. Hessen **141**: 59–74, 5 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden 2024

Olaf K. Lenz[1]

Erste Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen der Sedimente aus der Forschungsbohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden

Kurzfassung

Die hier vorgestellte vorläufige biostratigraphische Datierung von Sedimenten aus der Forschungsbohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden beruht auf pollenanalytischen Untersuchungen von insgesamt 14 Proben, die zwischen 322,95 m und 18,75 m Tiefe genommen wurden. Die Sedimente der Iffezheim-Formation zeichnen sich durch eine typische pliozäne Vergesellschaftung an Pollen und Sporen aus. Das Pollenspektrum wird von Pollen der Koniferen und der Cupressaceen wie *Taxodium* dominiert. Hinzu kommen tertiäre Elemente wie Pollen von *Nyssa, Engelhardia, Eucommia* oder *Liquidambar*. An der Basis der Viernheim-Formation dominieren neben Koniferenpollen insbesondere Gräserpollen, die somit eine zumindest örtlich recht offene Vegetation anzeigen. Da allerdings die Pollen der Cupressaceae weiterhin häufig vorkommen, stammen auch diese Proben biostratigraphisch noch aus dem oberen Pliozän (Reuver). Eine genaue Datierung des oberen Abschnittes der Viernheim-Formation sowie der überlagernden Ludwigshafen- und Mannheim-Formationen ist im Moment noch nicht möglich, da die Probenzahl zu gering ist und die untersuchten Proben vor allem umgelagerte Palynomorphen aus dem Mesozoikum enthalten.

Abstract

Preliminary biostratigraphic ages of sediments from the FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden research drilling are based on pollen analysis of a total of 14 samples taken between 322.95 m and 18.75 m depth. The sediments of the Iffezheim Formation are characterized by a typical Pliocene association of pollen and spores. The pollen assemblage is dominated by pollen of conifers and Cupressaceae such as *Taxodium*. Furthermore, tertiary elements such as *Nyssa, Engelhardia, Eucommia* or *Liquidambar* regularly occur. In two samples from the base of the Viernheim Formation, pollen of the Poaceae dominate together with conifer pollen, indicating a locally open vegetation. However, as pollen of the Cupressaceae continues to occur frequently, these samples also point to an upper Pliocene age (Reuverian). Precise dating of the upper part of the Viernheim Formation and the overlying Ludwigshafen and Mannheim Formations is not yet possible, as the number of samples is too small and the studied samples mainly contain redeposited palynomorphs from the Mesozoic.

Inhalt

1	Einleitung	60
2	Methodik	61
3	Ergebnisse	61
3.1	Iffezheim-Formation	61
3.2	Viernheim-Formation	67
3.3	Ludwigshafen-Formation	67
3.4	Mannheim-Formation	70
4	Diskussion	70
4.1	Iffezheim-Formation	70
4.2	Viernheim-Formation	71
4.3	Ludwigshafen-Formation	72
4.4	Mannheim-Formation	72
5	Fazit	73
6	Schriftenverzeichnis	74

[1] Olaf K. Lenz, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Geozentrum Hannover, Stilleweg 2, 30655 Hannover
Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Schnittspahnstraße 9, 64287 Darmstadt; E-Mail: **olaf.lenz@lbeg.niedersachsen.de**

1 Einleitung

Im Rahmen der Bearbeitung der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden wurden palynologische („pollenanalytische“) Untersuchungen durchgeführt. Die erbohrten Sedimente wurden auf das Vorhandensein pflanzlicher Mikrofossilien hin untersucht. Pollen und Sporen (Palynomorphen) und mikrofossile Reste von Algen wurden bestimmt und gezählt. Aufgrund ihrer weiten Verbreitung und ihres hohen Aufkommens können Palynomorphen als Leitfossilien vom Paläozoikum bis ins Holozän genutzt werden und ermöglichen eine relative zeitliche Einordnung von Sediment(locker)gesteinen.

In der vorliegenden Untersuchung sollte einerseits das Potenzial für palynologische Analysen in den erbohrten Sedimenten erfasst werden, zum anderen aber auch eine erste Altersbestimmung von Sedimentproben aus der Bohrung vorgenommen werden. Im Mittelpunkt stand dabei die Frage, ob die Tertiär/Quartär- bzw. Pliozän/Pleistozän-Grenze mit Hilfe des Pollenniederschlags lokalisiert werden kann. In dieser ersten Analyse wurden 14 Proben pollenanalytisch untersucht, um einen Überblick über die Zusammensetzung der überlieferten Palynomorphen und sonstigen Florenreste zu erhalten (Tab. 1). Der Fokus bei diesen Proben lag auf möglichst dunklen, siltig-tonigen Sedimenten, die somit potentiell einen relativ hohen organischen Anteil enthalten und damit als prädestiniert für palynologische Untersuchungen erschienen.

Mit der Iffezheim-, der Viernheim-, der Ludwigshafen- und der Mannheim-Formation können in der Bohrung die vier für den nördlichen Oberrheingraben charakteristischen pliozänen bis quartären Formationen lithostratigraphisch unterschieden werden. Aus diesen wurden bisher jeweils 2, 4 oder 6 Proben auf den Inhalt an Pollen, Sporen und Algen untersucht (Tab. 1). Der überwiegende Teil der Bohrung von der Basis (323 m) bis in 104 m Tiefe wird dabei von der Iffezheim-Formation eingenommen, die in der Regel dem Pliozän zugeordnet wird, wobei innerhalb der Formation möglicherweise auch der Übergang zum Pleistozän vorhanden ist. Im Abschnitt zwischen 104 m und 41,20 m ist die Viernheim-Formation erfasst worden, die bereits dem Altpleistozän zugerechnet werden kann. Überlagert wird diese Formation durch die Ludwigshafen-Formation, die in der Bohrung nur wenige Meter mächtig ist und bis 39 m reicht. Im oberen Teil der Bohrung ist dann die jüngste Lockergesteinseinheit, die Mannheim-Formation, erfasst worden.

Eine stratigraphische Ansprache des Sediments und eine Unterscheidung von verschiedenen Zeitabschnitten mit Hilfe von Palynomorphen ist in der Regel möglich, da zum Beispiel das Quartär durch einen vielfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten gekennzeichnet ist, die sich jeweils durch eine charakteristische Vegetation auszeichnen. Entsprechend zeigen auch die Pollenspektren eine Abfolge verschiedener Wald- bzw. Vegetationsphasen an, die jeweils durch charakteristische Pflanzengesellschaften gekennzeichnet sind. Somit ist der Pollenniederschlag stratigraphisch verwertbar. Allerdings können die Vegetationsphasen eine regional unterschiedliche prozentuale Dominanz einzelner Taxa aufweisen, was vor allem durch klimatische, bodenständörtliche oder geographisch-morphologische Gegebenheiten bedingt ist, aber auch durch das Ausbreitungs- und Konkurrenzverhalten der Pflanzen (Diehl & Sirocko 2009). Dementsprechend ist für eine relativ genaue Datierung der Vergleich mit Pollenprofilen aus Vorkommen aus räumlich nahe gelegenen Abfolgen von entscheidender Bedeutung. Für die hier vorliegende Untersuchung bietet sich der Vergleich zu palynologischen Untersuchungen neogener bis quartärer Sedimente im nördlichen Oberrheingraben an, die zum Beispiel von Hahne et al. (2012) zusammenfassend dargestellt wurden.

Tab. 1: Liste der untersuchten Proben aus der Bohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden inklusive der lithostratigraphischen Einstufung

Probennummer	Tiefe [m]	Lithostratigraphie
Probe 14	18,75	Mannheim-Formation
Probe 13	19,95	
Probe 12	39,00	Ludwigshafen-Formation
Probe 11	39,50	
Probe 10	58,20	Viernheim-Formation
Probe 9	88,20	
Probe 8	103,50	
Probe 7	104,00	
Probe 6	119,20	Iffezheim-Formation
Probe 5	130,60	
Probe 4	161,10	
Probe 3	232,50	
Probe 2	302,95	
Probe 1	322,95	

2 Methodik

Für die Probenaufbereitung wurde die Mikrowellenaufschlusstechnologie verwendet (siehe MUTZL et al. 2023). Dazu wurde das Mikrowellen-MARS-VI-System der CEM Corporation genutzt, das mit einem 360°-Drehtisch ausgestattet ist, der bis zu zwölf geschlossene 100-ml-Teflon(PFA)-Druckgefäße aufnehmen kann. Das MARS VI-System ermöglicht es, die Leistung (= Temperatur) bei Bedarf gezielt anzupassen, was verhindert, dass die Temperatur bei der Aufbereitung zu schnell ansteigt oder den Sollwert überschreitet. Alle verwendeten Chemikalien wurden über Dispenser mit einer festen ml-Einstellung verteilt, die nur die Zugabe bestimmter Chemikalienmengen in die gewünschten Probengefäße erlauben. Dadurch wird eine einheitliche und vergleichbare Probenaufbereitung gewährleistet.

Für die Aufbereitung wurde eine Standardprobengröße von 4 g verwendet. Zusammen mit dem Probenmaterial wurden 10 ml 45 %ige Flusssäure (HF) in ein Aufschlussdruckgefäß gefüllt. Die Probe wurde dann im verschlossenen Druckgefäß durch 15-minütiges Erhitzen auf 110 °C unter Verwendung einer Leistung von 1000 Watt und 45-minütigem Abkühlen behandelt. Anschließend wurde der Rückstand mit 0,5 g Borsäure (H_3BO_3) versetzt, um überschüssiges HF zu neutralisieren und so die Sicherheit bei der Probenhandhabung zu verbessern. Der Rückstand in den Gefäßen wurde dann erneut für 5 Minuten auf 160 °C bei einer Leistung von 1000 Watt erhitzt. Nach einer weiteren Abkühlzeit von 45 Minuten konnte der Rückstand in einen größeren Behälter umgefüllt werden, der mit demineralisiertem Wasser gefüllt und bis zur Neutralisation regelmäßig dekantiert wurde. Nach Sieben durch ein Sieb mit 10 µm Maschenweite wurde der Rückstand kurzzeitig mit Wasserstoffperoxid (H_2O_2) versetzt und oxidiert. Anschließend wurde der Rückstand erneut gesiebt, mit 5 %iger Kalilauge (KOH) versetzt und im MARS VI-System für 10 Minuten auf 80 °C erhitzt. Am Ende der Probenaufbereitung wurde der verbleibende Rückstand mit einer kleinen Menge 35 %iger Salzsäure (HCl) versetzt, um restliche Fluoride zu lösen. Nach dem letzten Sieben wurde der Rückstand in ein kleines Gläschen überführt und zwei Tropfen 35 %ige HCl hinzugefügt, um ein leicht saures Milieu bereitzustellen, das Pilzbefall verhindert. Für jede Probe wurden Dauerpräparate hergestellt, indem ein Tropfen des Rückstandes auf einem Objektträger mit Glyceringelatine vermischt wurde.

3 Ergebnisse

Bis auf Probe 2 (302,95 m Bohrtiefe), enthalten alle aufbereiteten Proben Pollen und Sporen, wobei in einigen Proben nur eine sehr geringe Zahl an Palynomorphen erfasst werden konnte. Neben der qualitativen Bestandsaufnahme der Pollenvergesellschaftungen wurde zusätzlich eine semiquantitative Analyse der Pollen und Sporen durchgeführt, die auf der Zählung von 49 bis 161 Palynomorphen beruht (Tab. 2, Abb. 1). Bei fragmentierten bisaccaten Pollen der Gymnospermen wurden zwei abgerissene einzelne Luftsäcke zusammen als ein Gymnospermen-Pollen gezählt. Aufgrund der geringen Zahl der ausgezählten Palynomorphen sind die prozentualen Anteile an der Gesamtzahl der Pollen und Sporen somit zwar nicht statistisch relevant, die Häufigkeitstrends der Pollen und Sporen werden aber deutlich.

Die Qualität der Pollen und Sporen ist in den meisten Proben als gut zu bezeichnen. Allerdings sind zumeist eine Reihe von Körnern verdrückt oder gar fragmentiert, so dass eine Bestimmung der Palynomorphen in einzelnen Fällen nicht möglich ist. Diese sind als unbestimmte Palynomorphen innerhalb der Kategorie „Varia“ erfasst worden. In den verschiedenen Proben waren dies zwischen 5 % und 18 %. Als großes Problem stellt sich zudem die Umlagerung von älteren Palynomorphen dar. So sind in einigen Proben auch mesozoische Palynomorphen enthalten oder dominieren sogar das Pollenspektrum. Zwar lassen sich die meisten mesozoischen Palynomorphen deutlich abgrenzen, bei einigen Pollen der Gymnospermen, wie denen der Kiefer (*Pinus*), konnte aber nicht immer ganz klar bestimmt werden, ob der Pollen von mesozoischen oder känozoischen Koniferen stammt.

3.1 Iffezheim-Formation

Aus der Iffezheim-Formation wurden sechs Proben untersucht, von denen sich lediglich Probe 2 (302,95 m Tiefe) als steril herausgestellt hat und somit in dieser Probe keine Palynomorphen nachgewiesen werden konnten.

Tab. 2: Rohdaten und Prozentwerte (dunkel hinterlegt mit weißer Schrift) der semiquantitativen palynologischen Analyse der Proben aus der Bohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden. Für die Proben 2, 4 und 14 sind keine Prozentwerte errechnet worden, da die Proben keine oder eine zu geringe Zahl an Palynomorphen enthalten haben. Für die Algen sind die Prozentwerte als Überprozent bezogen auf die Gesamtzahl an Pollen und Sporen angegeben.

Probennummer	Tiefe [m]	*Pinus* (Kiefer)	*Picea* (Fichte)	*Abies* (Tanne)	*Tsuga* (Hemlocktanne)	Cupressaceae s.l. (Zypressen)	*Sciadopitys* (Schirmtanne)	*Fagus* (Rotbuche)	*Pterocarya* (Flügelnuss)	*Quercus* (Eiche)	*Ulmus* (Ulme)	*Tilia* (Linde)	*Alnus* (Erle)	*Betula* (Birke)	*Corylus* (Hasel)	*Carpinus* (Hainbuche)	*Salix* (Weide)	*Juglans* (Walnuss)	*Carya* (Hickory)	*Engelhardia* (Walnussgewächs)	*Ilex* (Stechpalme	*Castanea* (Kastanie)
14	18,75	1											4	2			1					
14	18,75	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
13	19,95	9	5	1					1	2	12		13	48								1
13	19,95	8,1	4,5	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	1,8	10,8	0,0	11,7	43,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9
12	39,00	12				4				1		1		1		1						
12	39,00	26,1	0,0	0,0	0,0	8,7	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0	2,2	0,0	2,2	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	39,50	22	1	1		3	1				1	1	4	4								4
11	39,50	21,2	1,0	1,0	0,0	2,9	1,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,0	3,8	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8
10	58,20	58	1	2	1		1			1												
10	58,20	65,9	1,1	2,3	1,1	0,0	1,1	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	88,20	11	3	1						2	1		8	3				1			1	
9	88,20	23,4	6,4	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3	2,1	0,0	17,0	6,4	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0	2,1	0,0
8	103,50	19		3		13	2		1	1	4		1				9					1
8	103,50	23,5	0,0	3,7	0,0	16,0	2,5	0,0	1,2	1,2	4,9	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	11,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2
7	104,00	18		1	1	10	1		1	1	2		10			1	2					4
7	104,00	15,8	0,0	0,9	0,9	8,8	0,9	0,0	0,9	0,9	1,8	0,0	8,8	0,0	0,0	0,9	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5
6	119,20	8	1	1		21			3	1	12		10	1				2				
6	119,20	10,0	1,3	1,3	0,0	26,3	0,0	0,0	3,8	1,3	15,0	0,0	12,5	1,3	0,0	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0
5	130,60	29		3	3	5	1	9	3	2	4		4	1		1			4			3
5	130,60	33,0	0,0	3,4	3,4	5,7	1,1	10,2	3,4	2,3	4,5	0,0	4,5	1,1	0,0	1,1	0,0	0,0	4,5	0,0	0,0	3,4
4	161,10	1				1																
4	161,10	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
3	232,50	9				1			13	9						2		4	5			1
3	232,50	15,3	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	22,0	15,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4	0,0	6,8	8,5	0,0	0,0	1,7
2	302,95																					
2	302,95	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	322,95	49	11	6	19	29	5		4		1		2	1	3		1	2	1	1		2
1	322,95	31,4	7,1	3,8	12,2	18,6	3,2	0,0	2,6	0,0	0,6	0,0	1,3	0,6	1,9	0,0	0,6	1,3	0,6	0,6	0,0	1,3

Fortsetzung Tab. 2

Probennummer	Tiefe [m]	*Eucommia* (Guttaperchabaum)	*Liquidambar* (Amberbaum)	*Nyssa* (Tupelobaum)	Poaceae (Getreide-/Süß-/Wildgräser)	Sparganio-/Typhaceae (Rohrkolbengew.)	*Artemisia* (Beifuß)	Cichorioideae (Unterfamilie d. Korbblütler)	Asteroideae (Unterfamilie d. Korbblütler)	Caryophyllaceae (Nelkengew.)	Umbelliferae/Apiaceae (Doldenblütler)	Ericaceae (Heidekrautgewächse)	Polypodiaceae (Tüpfelfarn)	Osmundaceae (Königsfarn)	Lycopodiaceae (Bärlapp)	*Sphagnum* (Torfmoos)	umgelagerte mesozoische Palynomorphen	Varia	*Botryococcus*	*Ovoidites* (Spirogyra)	Dinoflagellatenzysten	Prasinophyten und Acritarchen	Summe
14	18,75												1										9
14	18,75	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0
13	19,95				6								4				1	8		1	1		113
13	19,95	0,0	0,0	0,0	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	0,0	0,0	0,9	7,2	0,0	0,9	0,9	0,0	101,8
12	39,00				2			1					4			1	15	3			2	6	54
12	39,00	0,0	0,0	0,0	4,3	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	8,7	0,0	0,0	2,2	32,6	6,5	0,0	0,0	4,3	13,0	117,4
11	39,50				25		1	3	2				5		1	3	6	16	1			1	105
11	39,50	0,0	0,0	0,0	24,0	0,0	1,0	2,9	1,9	0,0	0,0	0,0	4,8	0,0	1,0	2,9	5,8	15,4	1,0	0,0	0,0	1,0	102,0
10	58,20				7			4					3			2	1	7					88
10	58,20	0,0	0,0	0,0	8,0	0,0	0,0	4,5	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4	0,0	0,0	2,3	1,1	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
9	88,20		1		3	1		1		1	1		2				4	2			1	1	49
9	88,20	0,0	2,1	0,0	6,4	2,1	0,0	2,1	0,0	2,1	2,1	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	8,5	4,3	0,0	0,0	2,1	2,1	104,3
8	103,50				9	2						2	3					11	1	3			85
8	103,50	0,0	0,0	0,0	11,1	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	13,6	1,2	3,7	0,0	0,0	104,9
7	104,00			2	39							1	3					17	1	1			116
7	104,00	0,0	0,0	1,8	34,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	14,9	0,9	0,9	0,0	0,0	101,8
6	119,20											5			1			14		1			81
6	119,20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,3	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	17,5	0,0	1,3	0,0	0,0	101,3
5	130,60		1	1	1			1					7		1			4	1				89
5	130,60	0,0	1,1	1,1	1,1	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	8,0	0,0	1,1	0,0	0,0	4,5	1,1	0,0	0,0	0,0	101,1
4	161,10												3					1					6
4	161,10	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,0
3	232,50		1		5												1	8					59
3	232,50	0,0	1,7	0,0	8,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	13,6	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
2	302,95																						0
2	302,95	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,0
1	322,95	1			1								3	1				16	1				161
1	322,95	0,6	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	0,6	0,0	0,0	0,0	10,3	0,6	0,0	0,0	0,0	100,6

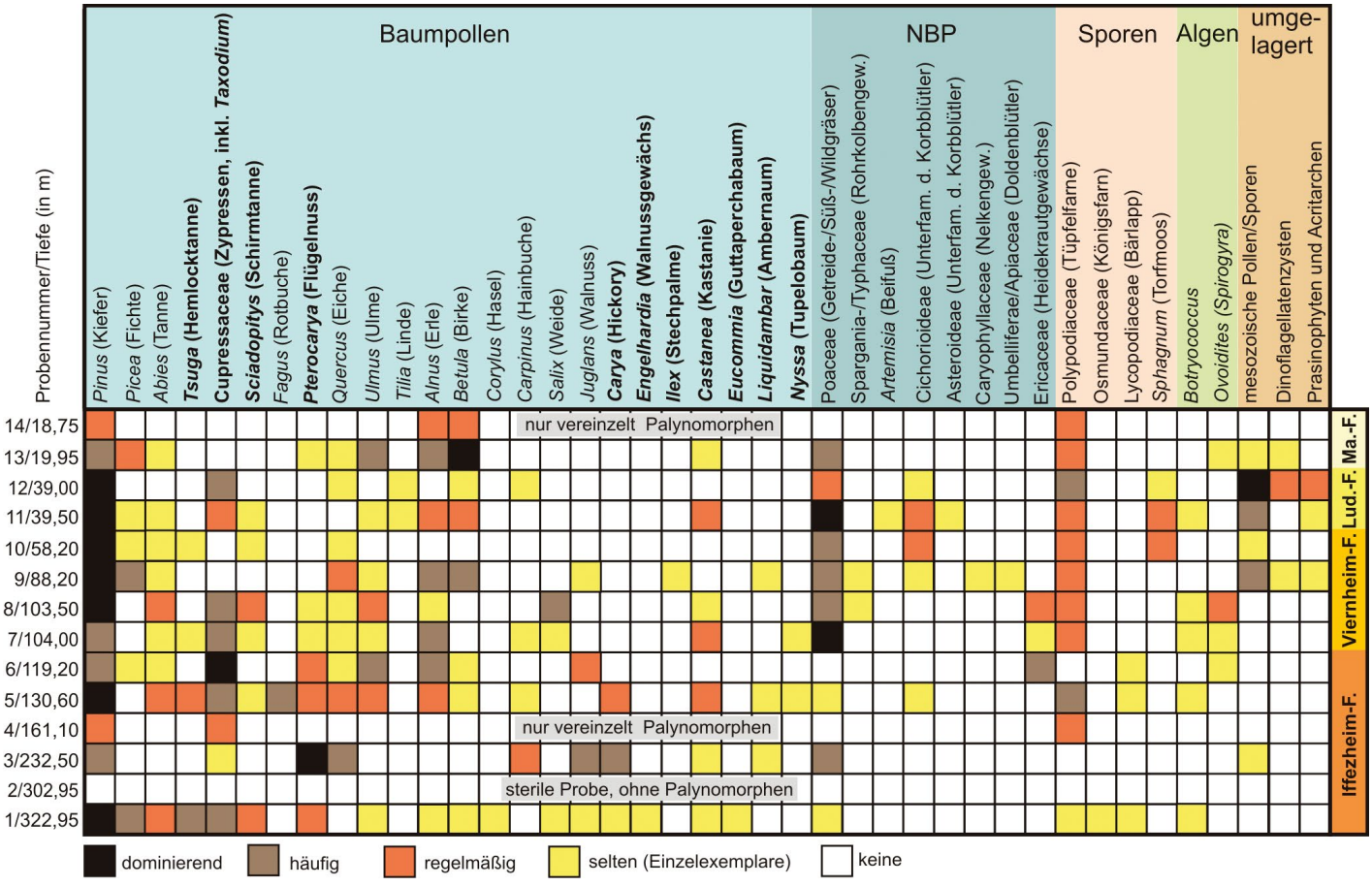


Abb. 1: Semiquantitative palynologische Analyse der Proben aus der Bohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden. Tertiäre Vertreter unter den Baumpollen sind in Fettschrift markiert. Abkürzungen: Iffezheim-F. – Iffezheim-Formation, Viernheim-F. – Viernheim-Formation, Lud.-F. – Ludwigshafen-Formation, Ma.-F. – Mannheim-Formation.

Probe 1 aus einem schluffigen Ton aus der Basis der Bohrung (322,95 m Tiefe) enthält eine Vielzahl an Palynomorphen in guter Erhaltung und relativ hoher Diversität. Dominierend sind die Pollen der Gymnospermen. Insbesondere die luftsacktragenden Koniferen-Pollen von *Pinus* (Kiefer, ca. 31 %, Abb. 2g), *Picea* (Fichte, ca. 7 %) und *Abies* (Tanne, ca. 4 %, Abb. 2e) sind häufig und machen zusammen fast die Hälfte des Pollenspektrums aus. Weitere häufige Gymnospermen-Pollen, die in der Probe vorkommen, sind die Pollen von *Sciadopitys* (Schirmtanne, ca. 3 %, Abb. 2i), *Tsuga* (Hemlocktanne, ca. 12 %, Abb. 3a) und der Zypressen (Cupressaceae s.l., incl. *Taxodium*-Typ, ca. 19 %, Abb. 2h). Unter den Pollen der Laubbäume kommen *Alnus* (Erle, Abb. 3g), *Ulmus* (Ulme, Abb. 3i), *Betula* (Birke, Abb. 3f), *Carya* (Hickory, Abb. 3e), *Engelhardia* (Walnussgewächs, Abb. 3d), *Juglans* (echte Walnuss, Abb. 3h), *Pterocarya* (Flügelnuss, Abb. 3j) sowie *Eucommia* (Guttaperchabaum) regelmäßig vor. Krautige Pflanzen sind vor allem durch verschiedene Gräser-Pollen nachgewiesen (Abb. 3b, c). Auch Sporen sind zwar selten aber durchaus in höherer Diversität in der Probe vorhanden. Insbesondere Sporen der Lycopodiaceae (Bärlappgewächse, Abb. 2b), der Polypodiaceae (Tüpfelfarne, Abb. 2f) und der Osmundaceae (Königsfarne, Abb. 2d) kommen vor.

Im Vergleich zur Probe 1 verschwinden in Probe 3, einem schwarzen, stark humosen Sand (232,50 m Tiefe), einige Elemente, wie insbesondere die Pollen von *Tsuga* oder *Abies*. Auch die Häufigkeit anderer Gymnospermen-Pollen nimmt deutlich gegenüber Probe 1 ab. Lediglich *Pinus*-Pollen sind mit ca. 15 % noch häufig vertreten, während Pollen der Cupressaceae s.l. nur vereinzelt vorkommen. Unter den Laubbäumen fällt vor allem das häufige Vorkommen von *Quercus*-Pollen (Eiche, ca. 15 %, Abb. 3l) auf, die in Probe 1 noch völlig gefehlt haben. Dominierend sind in der Probe Pollen von *Pterocarya* mit einem Anteil von etwa 22 %. Pollen von *Carya* (ca. 9 %) und *Juglans* (ca. 7 %) sind ebenfalls häufig. Deutlich häufiger als in Probe 1 sind auch die Gräser-Pollen (ca. 8 %, Abb. 3b, c). Unter den Farnsporen ist lediglich ein schlecht erhaltenes Exemplar einer möglichen Schizaeaceen-Spore (*Lygo-*

dium?, Spaltastfarn, Abb. 2c) gefunden worden, die aufgrund der schlechten Erhaltung aber möglicherweise auch umgelagert sein kann.

In Probe 4, einem dunkelgrauen Mittelsand (161,10 m Tiefe), sind nur sehr wenige Pollen und Sporen enthalten, die aufgrund der schlechten Erhaltung zudem kaum bestimmbar sind. Neben einem *Pinus*-Pollen, wurde ein inaperturater Pollen erfasst, der zu den Cupressaceae s.l. gestellt werden kann. Zudem wurden zwei Sporen der Polypodiaceae (vgl. Abb. 2f) gefunden.

Probe 5 aus der Basis einer Schicht von schwarzem, stark humosen Schluff (130,60 m Tiefe) enthält dagegen wieder eine sehr gut erhaltene und hochdiverse Palynomorphengesellschaft. Eindeutig dominierend sind vor allem Pollen von *Pinus*

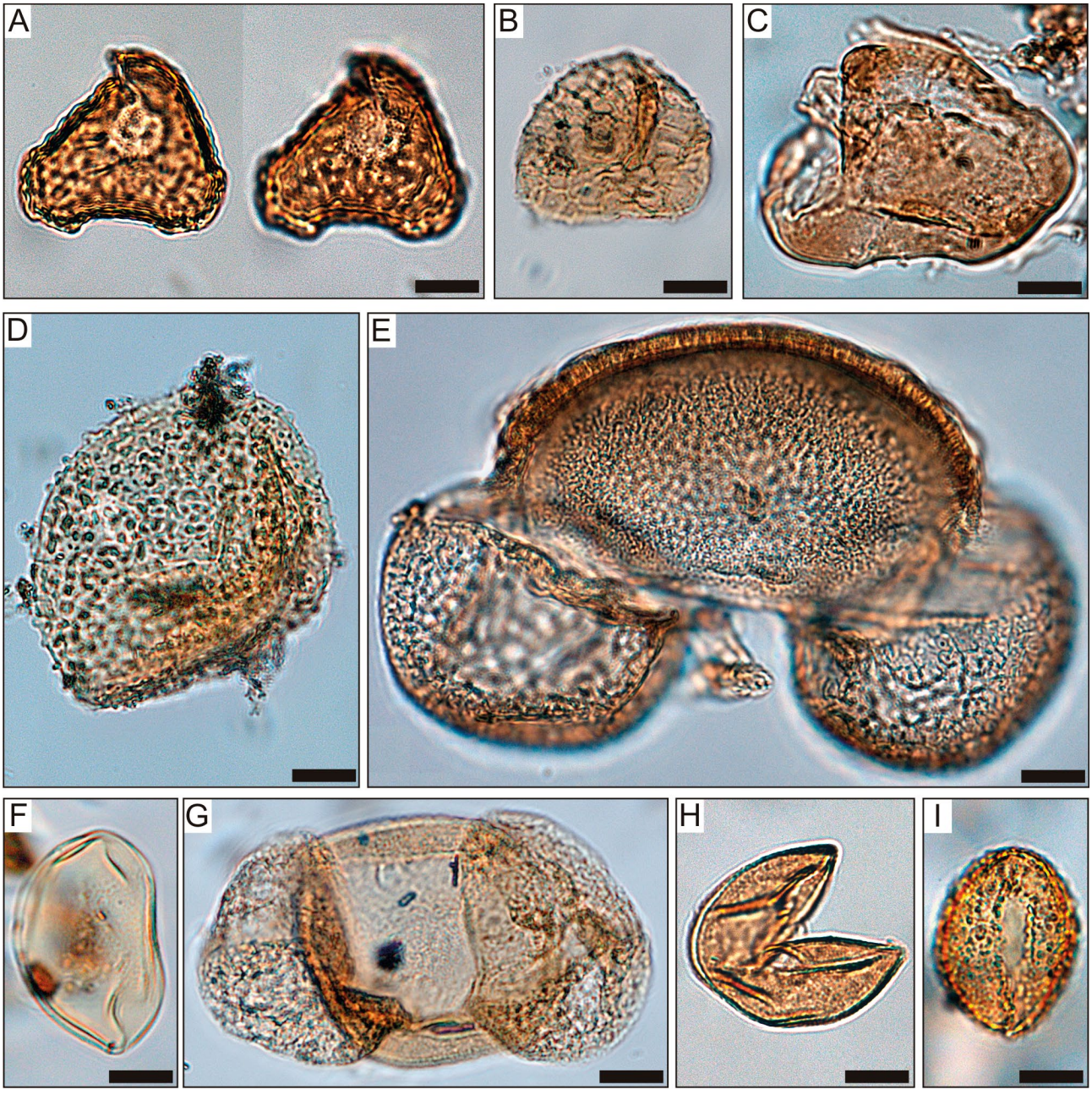


Abb. 2: Palynomorphen aus der Iffezheim-Formation: (A) *Huperzia* (Tannenbärlapp), Probe 5 (130,60 m); (B) Lycopodiaceae (Bärlappgewächs), Probe 1 (322,95 m); (C) *Lygodium?* (Spaltastfarn, umgelagert?), Probe 3 (232,50 m); (D) Osmundaceae (Königsfarn), Probe 1 (322,95 m); (E) *Abies* (Tanne), Probe 5 (130,60 m); (F) Polypodiaceae (Tüpfelfarn), Probe 1 (322,95 m); (G) *Pinus* (Kiefer), Probe 1 (322,95 m); (H) Cupressaceae s.l. (Zypresse), Probe 5 (130,60 m); (I) *Sciadopitys* (Schirmtanne), Probe 5 (130,60 m); Maßstab: 10 µm

(ca. 32 %). Andere Gymnospermen-Pollen wie die von *Abies, Tsuga* (jeweils ca. 3 %) und *Sciadopitys* sind deutlich seltener. Inaperturate Pollen der Cupressaceae s.l. machen etwa 6 % des Palynomorphen-Spektrums aus. Unter den Laubbaum-Pollen tritt in dieser Probe besonders der Pollen von *Fagus* (Rotbuche, Abb. 3m) mit rund 10 % häufiger auf, während *Carya* (ca. 5 %), *Alnus* (ca. 5 %), *Ulmus* (ca. 5 %), *Pterocarya* (ca. 3 %), *Quercus* (ca. 2 %), *Betula* (ca. 1 %) deutlich seltener sind. Auffällig ist das Auftreten von Pollen von *Liquidambar* (Amberbaum, Abb. 3k) und *Nyssa* (Tupelobaum, Abb. 3n). Bei den Pollen der krautigen Pflanzen sind Gräser-Pollen mit etwa 1 % recht selten. Erstmals in der Abfolge wurden Pollen der Asteraceae (Korbblütler) gefunden. Eine *Huperzia*-Spore (Tannenbärlapp, Abb. 2a) sowie Sporen der Polypodiaceae (ca. 8 %) sind die einzigen Sporen, die in der Probe nachgewiesen werden konnten. Unter den Algen tritt *Botryococcus* regelmäßig auf.

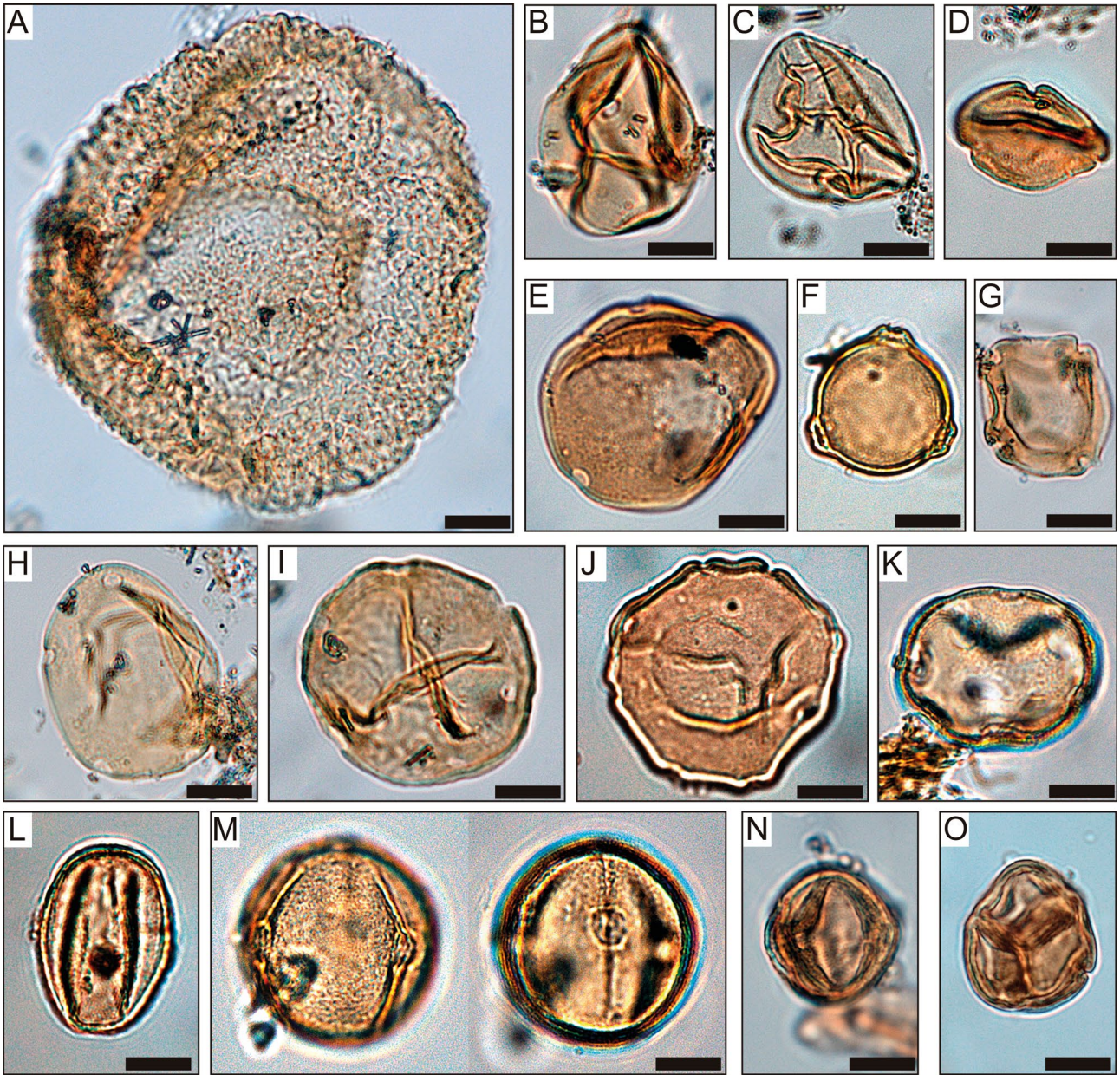


Abb. 3: Palynomorphen aus der Iffezheim-Formation: (A) *Tsuga* (Hemlocktanne), Probe 1 (322,95 m); (B), (C) Poaceae (Gräser), Probe 1 (322,95 m); (D) *Engelhardia* (Walnussgewächs), Probe 1 (322,95 m); (E) *Carya* (Hickory), Probe 1 (322,95 m); (F) *Betula* (Birke), Probe 5 (130,60 m); (G) *Alnus* (Erle), Probe 1 (322,95 m); (H) *Juglans* (Walnuss), Probe 1 (322,95 m); (I) *Ulmus* (Ulme), Probe 1 (322,95 m); (J) *Pterocarya* (Flügelnuss), Probe 3 (232,50 m); (K) *Liquidambar* (Amberbaum), Probe 5 (130,60 m); (L) *Quercus* (Eiche), Probe 3 (232,50 m); (M) *Fagus* (Rotbuche), Probe 5 (130,60 m); (N) *Nyssa*? (Tupelobaum); Probe 5 (130,60 m); (O) Ericaceae (Heidekrautgewächs), Probe 6 (119,20 m); Maßstab: 10 µm

Auch Probe 6, die ebenfalls aus einer Schicht schwarzem, stark humosen Schluffs entnommen wurde (119,20 m Tiefe), zeichnet sich durch eine hohe Zahl an gut erhaltenen Palynomorphen aus. Dominierend sind vor allem die inaperturaten Pollen der Cupressaceae s.l. (Abb. 2h), die etwa 26 % des Pollenspektrums ausmachen. Andere Gymnospermen-Pollen sind seltener. Lediglich der *Pinus*-Pollen ist mit rund 10 % noch häufig, während von *Abies* oder *Picea* nur Einzelexemplare vorhanden sind. Die Laubbäume sind in dieser Probe vor allem durch Pollen von *Ulmus* (14,8 %) und *Alnus* (12,3 %) vertreten, während *Pterocarya* (ca. 4 %) und *Juglans* (ca. 3 %) deutlich seltener sind. Pollen von *Betula* und *Quercus* kommen lediglich mit Einzelexemplaren vor. Krautige Pflanzen sind ausschließlich durch Pollen der Ericaceae (Heidekrautgewächse, Abb. 3o) nachgewiesen, wobei diese mit ca. 6 % recht häufig sind. Wie in Probe 5 tritt eine Spore durch ein Einzelexemplar auf (vgl. Abb. 2a), die als mögliche *Huperzia*-Spore angesprochen werden kann. Unter den Algen wurde erstmals *Spirogyra* (*Ovoidites,* Schraubenalgen) gefunden, eine Gattung von Grünalgen aus der Familie der Zygnemataceae (Jochalgen).

3.2 Viernheim-Formation

Vier Proben wurden aus der Viernheim-Formation untersucht. Die Proben 7 und 8, die in einem Abstand von 50 cm (104,0 m, 103,5 m Tiefe) aus einer Schicht aus schwarzem, stark humosen Tons direkt über dem Sediment am Top der Iffezheim-Formation entnommen wurden, zeigen sehr ähnliche Pollenspektren. Unter den Gymnospermen-Pollen dominieren Pollen von *Pinus* (ca. 16 % in Probe 7 und ca. 22 % in Probe 8). Die inaperturaten Pollen der Cupressaceae s.l. sind in beiden Proben mit etwa 9 % (Probe 7) und ca. 15 % (Probe 8) ebenfalls häufig, während *Abies, Sciadopitys* und *Tsuga* deutlich seltener sind und in Probe 7 nur durch Einzelexemplare nachgewiesen wurden.

Die Laubbaum-Pollen sind vor allem mit *Alnus* (ca. 9 % in Probe 7) und *Ulmus* (ca. 5 % in Probe 8) vertreten, während *Quercus* und *Pterocarya* lediglich mit Einzelexemplaren vorkommen. Mit rund 34 % sind in Probe 7 jedoch vor allem die Gräser-Pollen auffällig dominant und auch in Probe 8 (ca. 11 %) noch sehr häufig. Auch Pollen der Ericaceae (ca. 2 % in Probe 8) und Sporen der Polypodiaceae (ca. 4 % in Probe 8) treten regelmäßig auf. In beiden Proben kommen mit *Botryococcus* und *Spirogyra* zudem verschiedene Grünalgen vor.

In Probe 9 aus einer Schicht grauen, kalkreichen, tonigen Schluffs (88,20 m Tiefe) sind wieder *Pinus*-Pollen dominierend, die einen Anteil von ca. 24 % am Gesamtspektrum besitzen. Zweithäufigste Elemente sind die Pollen von *Alnus* (ca. 17 %, Abb. 4a). *Betula*-Pollen (ca. 7 %) kommen ebenfalls noch häufig vor, während Pollen von *Quercus* (Abb. 4b) und *Ulmus* als Einzelexemplare vorhanden sind. Mit *Ilex* (Stechpalme, Abb. 4d) tritt ein weiterer Angiospermen-Pollen durch ein Einzelexemplar auf. Wie in den Proben 7 und 8 kommen auch die Gräserpollen (Poaceae, ca. 7 %) recht häufig vor. Zudem kommen auch Pollen von *Typha* (Rohrkolben), Carophyllaceae (Nelkengewächse), Umbelliferae (Doldenblütler, Abb. 4c) und Asteraceae vor.

In dieser Probe gibt es auch erstmals eindeutige Hinweise auf Umlagerung, weil hier quartäre und mesozoische Palynomorphen (ca. 13 %) gemeinsam auftreten. Eindeutiger Anzeiger für Umlagerung ist *Classopollis* (Abb. 4f), der Pollen der Cheirolepidiaceae, einer ausgestorbenen Gruppe der Koniferen, die besonders im Mesozoikum in tropischen und subtropischen Klimaten verbreitet waren (Francis 1983, Vakhrameev 1991). Auch die verschiedenen Farnsporen, die in der Probe auftreten, sind vermutlich als umgelagert zu deuten, da einerseits die Erhaltung nicht der der quartären Elemente entspricht oder andererseits die Sporen mesozoischen Gattungen zugeordnet werden können (z. B. Abb. 4e cf. *Densoisporites*). Zudem kommen mit Dinoflagellaten-Zysten (Abb. 4g) und Acritarchen (*Micrhystridium*, Abb. 4h) Algenzysten vor, die ursprünglich randlich marin abgelagert wurden.

In dem dunkelgrauen, karbonatführenden tonigen Schluff, aus dem Probe 10 stammt (58,20 m Tiefe) ist die Erhaltung der Palynomorphen sehr schlecht und auch die Diversität gering. Es kommen fast ausschließlich *Pinus*-Pollen (ca. 66 %) vor, die jedoch oftmals stark fragmentiert sind, so dass vielfach nur die Luftsäcke der Pollen gefunden werden können. Hinzu kommen dickwandige Sporen aus den Familien der Lycopodiaceae, Polypodiaceae und Sphagnaceae, die aufgrund ihrer Größe und Wandstärke relativ resistent gegenüber Verwitterung bzw. Oxidation sind. Demgegenüber fehlen Nachweise von dünnwandigen und kleinen Laubbaumpollen völlig. Lediglich einige Pollen von Gräsern (Poaceae, ca. 8 %) und Kräutern (Asteraceae, ca. 5 %) treten neben den Sporen und *Pinus*-Pollen auf.

3.3 Ludwigshafen-Formation

In zwei Proben aus einer Schicht von dunkelgrauem, karbonatführenden tonigem Schluff aus der Ludwigshafen-Formation wurde der Palynomorphen-Inhalt analysiert. In Probe 11 (39,50 m Tiefe) dominieren wie auch in den meisten anderen Proben unter den Gymnospermen-Pollen die *Pinus*-Pollen (ca. 21 %), während Pollen von *Abies*, *Picea* und *Sciadopitys* nur als Einzelexemplare vorkommen. Unter den Laubbaumpollen sind *Alnus* und *Betula* mit jeweils ca. 4 % häufig vertreten,

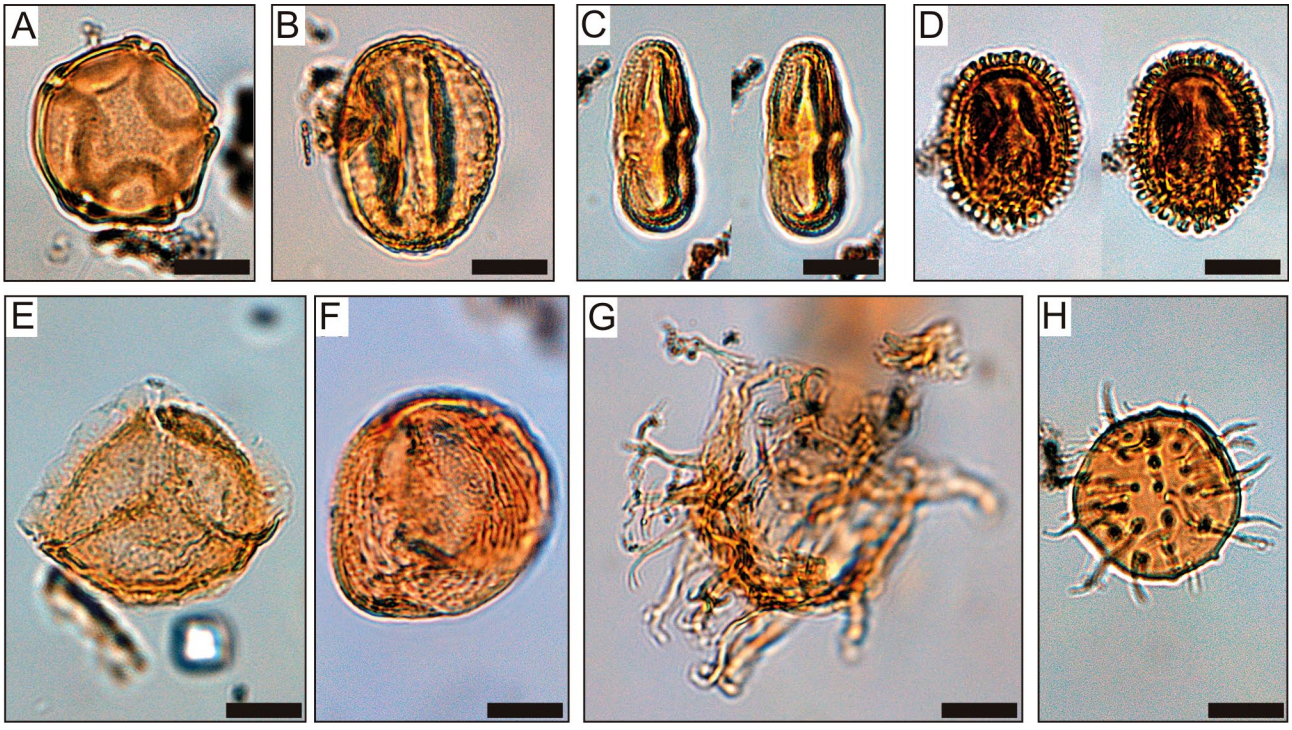


Abb. 4: Repräsentative sowie umgelagerte Palynomorphen aus der Viernheim-Formation (Probe 88,20 m): (A) *Alnus* (Erle); (B) *Quercus* (Eiche); (C) Umbelliferae (Doldenblütler); (D) *Ilex* (Stechpalme); (E) cf. *Densoisporites* (umgelagert); (F) *Classopollis* (Cheirolepidiaceae, umgelagert); (G) Dinoflagellatenzyste (marin, umgelagert); (H) Acritarch *Micrhystridium* (marin, umgelagert); Maßstab: 10 µm

während von *Ulmus* lediglich ein Einzelexemplar nachgewiesen wurde. Tricolpate Pollen, die nicht näher bestimmt wurden, sind wahrscheinlich weitere Vertreter von Laubbaumpollen. Unter den Gräsern und Kräutern sind wieder die Poaceae (ca. 24 %) am häufigsten, aber auch die Pollen der Asteraceae (Korbblütler) sind mit ca. 5 % recht häufig vertreten und können verschiedenen Unterfamilien wie den Cichorioideae und den Asteroideae zugeordnet werden. Zu den Asteroideae gehört auch *Artemisia* (Beifuß), die in dieser Probe mit einem Einzelexemplar nachgewiesen wurde.

Bei den Sporen, die recht divers in Probe 11 auftreten, ist nicht ganz klar, ob es sich um quartäre oder umgelagerte Elemente handelt. Aufgrund der hervorragenden Erhaltung ist davon auszugehen, dass es sich bei den *Sphagnum*-Sporen (Torfmoos) und den Sporen der Polypodiaceae um quartäre Elemente handelt. Bei anderen Sporen ist eine Umlagerung dagegen nicht auszuschließen, da auch die Erhaltung dieser Sporen schlecht ist. Möglicherweise handelt es sich um Sporen der Schizaeaceae (*Leiotriletes* sp.) und Lycopodiaceae (cf. *Retitriletes*).

Während in Probe 11 noch eine ganze Reihe von Palynomorphen vorhanden sind, die eindeutig dem Quartär zugerechnet werden können, sind in Probe 12, die in einem Abstand von 50 cm zur Probe 11 genommen wurde (39,00 m Tiefe), eine ganze Reihe von eindeutigen prä-quartären Palynomorphen vorhanden. Quartäre Elemente in der Probe sind dagegen rar. Es wurden lediglich sehr selten quartäre *Quercus*-, *Betula*- und Gräserpollen gefunden. Einzelne gut erhaltene *Sphagnum*-Sporen sind vermutlich ebenfalls quartären Ursprungs. Die häufigsten Elemente in Probe 12 sind zwar wieder die Pollen der Pinaceae, die etwa 23 % des Palynomorphen-Spektrums ausmachen. Ob diese nun alle modern *Pinus*-Pollen zuzuordnen sind, bleibt aber fraglich. Sie sind in der Regel schlecht erhalten, häufig fragmentiert oder teilweise oxidiert. Der überwiegende Teil dieser Pollen ist wahrscheinlich aus dem Mesozoikum umgelagert (cf. *Alisporites*, Abb. 5b). Das zweithäufigste Element in der Probe ist *Classopollis* (15 %, Abb. 5c). Zusammen mit *Callialasporites* sp. (Abb. 5a) sind dies eindeutige mesozoische Elemente (Zhang et al. 2021). Auch ein Pollen der Cupressaceae s.l. (*Inaperturopollenites hiatus,* Abb. 5d) ist wahrscheinlich umgelagert. Das gleiche gilt für die verschiedenen Sporen, die in recht hoher Diversität in der Probe auftauchen.

In beiden Proben kommen zudem Algenzysten vor. Es sind vor allem Prasinophyten der Gattung *Tasmanites* (Abb. 5e, f), die überwiegend stark fragmentiert sind. Prasinophyten sind in der Regel marine Elemente, kommen aber auch in brackischen Bereichen bis zum Süßwasser vor (Guy-Ohlson 1996). Ihr Auftreten zusammen mit Dinoflagellaten-Zysten deutet allerdings auf eine randlich-marine Herkunft hin. Dinoflagellaten-Zysten sind zwar in Probe 11 nicht nachgewiesen worden, aber regelmäßig in Probe 12 (Abb. 5g) vorhanden.

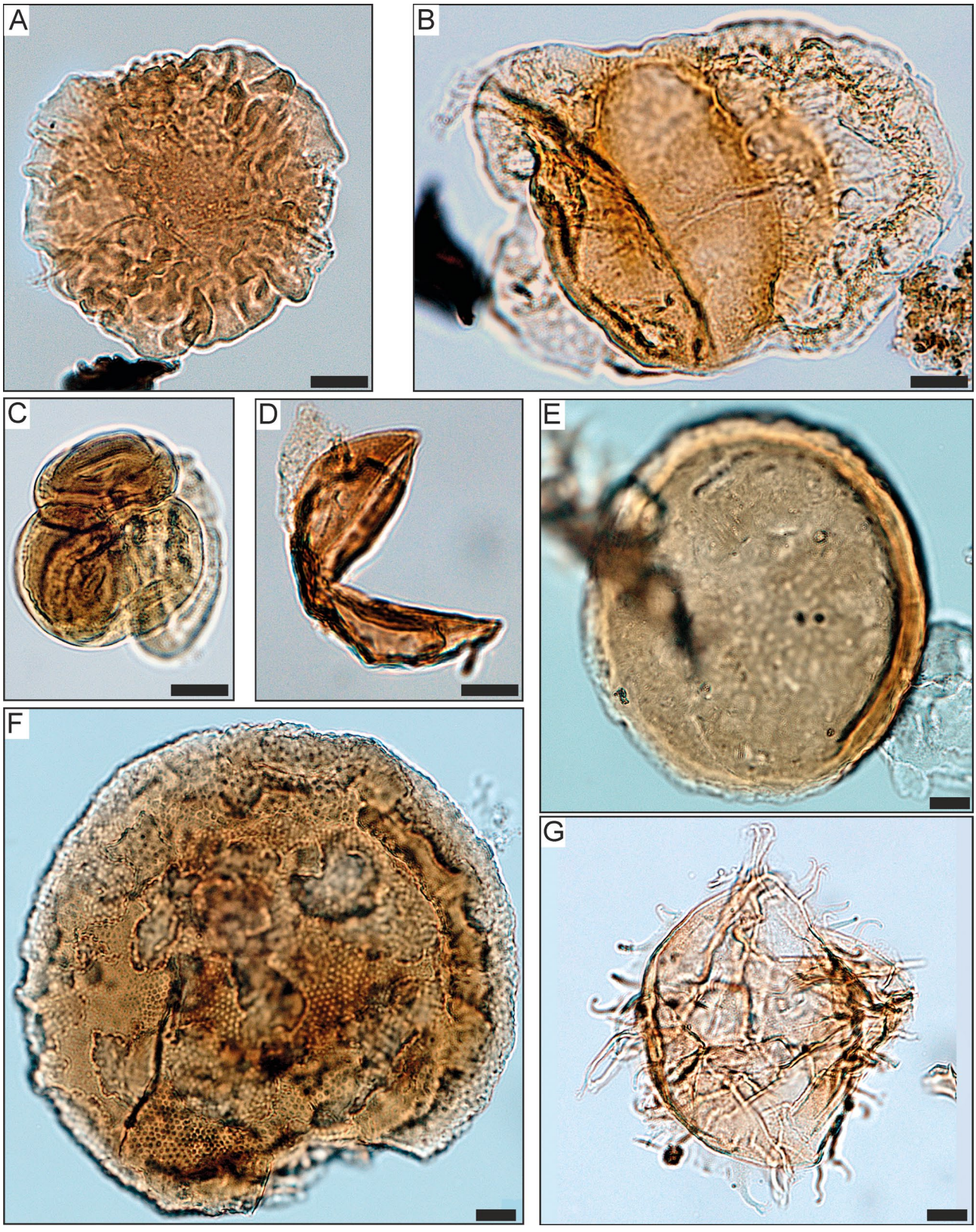


Abb. 5: Umgelagerte Palynomorphen aus der Ludwigshafen-Formation (Probe 39,00 m): (A) *Callialasporites dampieri*; (B) cf. *Alisporites* (Pinaceae); (C) *Classopollis* (Cheirolepidiaceae); (D) *Inaperturopollenites hiatus* (Cupressaceae s.l.); (E); (F) *Tasmanites* (Prasinophyt); (G) Dinoflagellatenzyste; Maßstab: 10 µm

3.4 Mannheim-Formation

Zwei Proben wurden aus der Mannheim-Formation untersucht. In der Probe 13 aus einem dunkelgrauen, kryoturbat verwürgten Fein- bis Mittelsand (19,95 m Tiefe) unterscheidet sich die quantitative Zusammensetzung der Palynomorphen-Gesellschaft deutlich von der Zusammensetzung der anderen Proben aus den anderen Formationen. Gymnospermen-Pollen sind hier nur untergeordnet vorhanden. *Pinus*-Pollen sind lediglich mit rund 8 % vertreten und damit deutlich seltener als in anderen Proben. Auch die Pollen von *Picea* (ca. 4 %) und *Abies* (< 1 %) sind relativ selten. Dominierend sind in dieser Probe vor allem die Laubbaumpollen. *Betula* ist mit ca. 43 % die bei weitem häufigste Form. Dazu kommen die Pollen von *Alnus* (ca. 12 %) und *Ulmus* (ca. 11 %) als weitere häufige Elemente. Pollen von *Quercus* oder *Pterocarya* sind dagegen nur mit Einzelexemplaren vertreten. Auch die Gräserpollen (Poaceae) sind mit rund 5 % seltener als in anderen Proben. Während mit *Spirogyra* (*Ovoidites*) eine Süßwasseralge vorkommt, ist mit einem Fragment einer Dinoflagellaten-Zyste auch eine marine Alge vorhanden.

In Probe 14, die ebenfalls aus einer Schicht aus dunkelgrauem Fein- bis Mittelsand in 18,75 m Tiefe entnommen wurde, konnten lediglich vereinzelt Palynomorphen erfasst werden. Am häufigsten sind dabei Pollen von *Alnus* und *Betula*.

4 Diskussion

Die qualitative und semiquantitative Auswertung des Inhaltes an Pollen und Sporen in den untersuchten Proben erlaubt eine erste Datierung der erbohrten Sedimente mit Hilfe von Vergleichen zu bekannten Pollenprofilen aus dem Rheingraben und Mitteleuropa. Die Datierung der Proben wird allerdings durch den hohen Anteil an umgelagerten Palynomorphen besonders in den jüngeren Proben erschwert.

Eine sehr detaillierte Zusammenstellung von Pollenprofilen aus dem Oberrheingraben sowie anderen Ablagerungsgebieten des Rheinsystems liefern Hahne et al. (2012), die sich zum Vergleich mit den Proben aus der Bohrung Riedstadt-Erfelden anbieten.

4.1 Iffezheim-Formation

In der Bohrung Heidelberg UniNord (LGRB 6517/1280 und 6517/1330, Hahne et al. 2012) ist die Iffezheim-Formation chronostratigraphisch zum Großteil noch dem Tegelen-Komplex zugeordnet worden, der in etwa dem Gelasium, der untersten Stufe des Quartärs entspricht (STD 2016). Dieser Komplex umfasst somit die ältesten Warmphasen des Pleistozäns. Der oberste Abschnitt der Iffezheim-Formation wird in dieser Bohrung dem Eburon zugeordnet, so dass in dieser Bohrung auch noch die auf das Tegelen folgende Kaltzeit des Unterpleistozäns erfasst ist. Das Pollenspektrum im Tegelen ist letztmalig durch typische pliozäne Elemente (von der Brelie 1967, Hahne et al. 2012) gekennzeichnet, wie den Pollen der *Cupressaceae* s.l. (*Sequoia*-Typ – Küstenmammutbaum, *Taxodium*-Typ – Sumpfzypresse), *Sciadopitys*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Cistaceae* (Zistrosengewächse) und *Parthenocissus* (Jungfernreben). Diese nehmen dann im Verlauf des Tegelen ab. Auch Pollen verschiedener *Pinus*-Arten kommen im Tegelen vor. Eine Abgrenzung zum Pliozän ist auch durch das Auftreten von *Fagus* im Altpleistozän vorhanden (Hahne et al. 2012). Im Eburon fallen die pliozänen Elemente weg. Während dieser Kaltzeit setzt sich ein lichter Kiefernwald durch, sodass das Eburon vor allem durch *Pinus*-Pollen gekennzeichnet ist. In der Bohrung Heidelberg UniNord folgen dann Sedimente der Viernheim-Formation, die dem Waal-Komplex zugeordnet werden, der folgenden Warmzeit im Frühpleistozän. Die Pollenspektren reflektieren eine Waldvegetation, die zunächst von *Pinus* und *Picea*, später auch von *Tsuga*, *Quercus*, *Alnus* und *Carpinus* geprägt ist. Charakteristisch für diesen Abschnitt sind außerdem die mit geringen Anteilen auftretenden sogenannten „frühpleistozänen Elemente“ (Hahne et al. 2012) wie *Pterocarya*, *Eucommia*, *Carya* oder *Celtis* (Zürgelbaum).

In den Bohrungen Ludwigshafen-Parkinsel P34 (LGB-RLP 6516/593) und Schifferstadt (LGB-RLP 6516/8047) aus dem nördlichen Oberrheingraben sind ebenfalls Sedimente der Iffezheim- und Viernheim-Formationen erbohrt worden (Knipping 2008, Weidenfeller & Knipping 2008). Hier wird die Viernheim-Formation ins Tegelen gestellt, während die Iffezheim-Formation dem Pliozän (Reuver) zugeordnet wird. In der Viernheim-Formation tritt erstmals *Tsuga* auf, während die Palynomorphen der Iffezheim-Formation einer typischen tertiären Pollenvergesellschaftung zugeordnet werden bzw. hohe Werte von tertiären Elementen vorkommen (Hahne et al. 2012).

Aufgrund der hohen Quartär-Mächtigkeiten im nördlichen Oberrheingraben sind in weiteren Bohrungen kaum Sedimente der Iffezheim-Formation erbohrt und pollenanalytisch untersucht worden (Hahne et al. 2012). Ein Pollenspektrum, das aus einer Probe aus der Thermalwasserbohrung Miramar in

Weinheim (LGRB 6417/896) beschrieben ist, wird von Hahne et al. (2012) als typisches pliozänes Spektrum beschrieben, das den spättertiären Sumpfwald, der sich bis zum Beginn des Pleistozäns in den Niederungen der späteren Rheinauen ausbreitete, repräsentiere. Bei weitem dominierend sind die Pollen der Cupressaceae s.l. wie *Taxodium*, die rund 75 % des Pollenspektrums ausmachen. *Betula* mit ca. 5 % ist ebenfalls noch häufig vertreten, während Pollen von *Symplocos, Tsuga, Ostrya*, *Castanea*, Myricaceae und *Ulmus* selten sind.

In der hier untersuchten Bohrung Riedstadt-Erfelden sind zwei Proben aus dem basalen Bereich palynologisch analysiert worden, wobei leider nur die Basis-Probe aus 322,95 m Tiefe Palynomorphen enthält. Ein typisches pliozänes Pollenspektrum ist vor allem durch inaperturate Pollen der Cupressaceae s.l. und *Sciadopitys* gekennzeichnet (vgl. von der Brelie 1967, Heumann & Litt 2002, Hahne et al. 2012, Westerhoff et al. 2020). Diese Pollen sind auch in der Basis-Probe enthalten, zeigen zwar nicht die Dominanz, wie sie zum Beispiel für die Spülbohrung Miramar in Weinheim kennzeichnend ist, aber dennoch sind die Pollen der Cupressaceae s.l. mit rund 22 % sehr häufig. Andere typische pliozäne Elemente wie *Carya* oder *Tsuga* (von der Brelie 1967) sind selten bis häufig vorhanden, während *Nyssa*, *Liquidambar* oder *Parthenocissus* fehlen. Ein Vergleich mit Daten aus dem Reuver/Tegelen in den Niederlanden (Westerhoff et al. 2020) zeigt, dass dort der Anteil insbesondere der Pollen der Cupressaceae s.l. (hauptsächlich *Taxodium*) im Pliozän bis zu 50 % im Pollenspektrum beträgt, während die Pollen im Tegelen auf einen Anteil von etwa 10 % absinken. Im Niederrheinischen Becken sind die Pollen der Cupressaceae s.l. im Reuver A stark vertreten, werden dann im Reuver B seltener, verschwinden am Top des Pliozäns (Reuver C) und sind im nachfolgenden Tegelen nicht mehr vorhanden (Heumann & Litt 2002). Zwischen den pliozänen und pleistozänen Ablagerungen gibt es somit eine allmähliche abnehmende Tendenz unter den Cupressaceen-Pollen. In der Bohrung Schifferstadt sind dann im nachfolgenden frühen Pleistozän nur noch Reliktelemente des Pliozäns wie *Eucommia* vorhanden (Knipping 2008). Auch in der Basis-Probe aus der Bohrung Riedstadt-Erfelden kommen solche Relikt-Elemente vor. Gegen ein pleistozänes Alter spricht aber, dass die Pollen der Cupressaceae zwar nicht mit dem für das Reuver typischen hohen Anteil vorhanden sind, der Wert aber noch deutlich über der für das Pleistozän zu erwartenden Häufigkeit liegt. Zusammen mit dem Vorkommen von wärmeliebenden tertiären Elementen wie den Pollen von *Engelhardia*, *Juglans* oder *Eucommia* spricht dies eindeutig dafür, dass es sich um eine Ablagerung während des Reuver handelt. Somit ist die Basisprobe der Bohrung eindeutig dem Pliozän zuzuordnen.

In Probe 3 (232,50 m Tiefe) ist die qualitative Zusammensetzung des Pollenspektrums ähnlich. Zwar sind die typischen pliozänen Pollen der Cupressaceae s.l. nahezu verschwunden. Dagegen sind einige andere ältere Elemente wie *Carya* und *Juglans* noch vertreten. Auch mögliche *Castanea*-Pollen sind typisch für das Pliozän, auch wenn sie nur sehr selten vorkommen.

Während Probe 4 aus 161,10 m Tiefe aufgrund des geringen und schlecht erhaltenen Palynomorphen-Inhaltes stratigraphisch nicht eindeutig zu interpretieren ist, sind in den Proben 5 (130,60 m Tiefe) und 6 (119,20 m Tiefe) wieder recht diverse Pollenspektren enthalten. Diese sind insbesondere wieder durch hohe Anteile an inaperturaten Pollen der Cupressaceae s.l. gekennzeichnet, die in Probe 6 sogar rund ein Viertel des Gesamtspektrums bilden und somit typisch für das späte Pliozän sind. Auch andere tertiäre Elemente wie *Liquidambar* oder *Nyssa* sind vertreten. Typische frühpleistozäne Elemente wie *Ulmus* und *Alnus* kommen vor allem in Probe 6 aber bereits häufig vor und zeigen, dass der Übergang zum Pleistozän in der Bohrung in den nachfolgenden Sedimenten zu erwarten ist.

Insgesamt zeigen die vier Proben, die in recht hoher Anzahl Palynomorphen enthalten, ein pliozänes Alter der Sedimente an, da der Gesamtanteil an tertiären Elementen wie den Pollen der Cupressaceae s.l., *Liquidambar* oder *Nyssa* hoch ist. Die exakte Position der Pliozän/Pleistozän-Grenze in der Bohrung, die durch das Verschwinden der pliozänen Elemente insbesondere der Pollen der Cupressaceae s.l., z. B. *Taxodium*, gekennzeichnet ist, kann mit den bisherigen Untersuchungen aber noch nicht eindeutig festgelegt werden. Der durchgehend hohe Anteil an tertiären Elementen zeigt, dass die Grenze möglicherweise sogar erst in der nachfolgenden Viernheim-Formation zu erwarten ist (siehe unten). Da die Zahl der untersuchten Proben aber noch gering ist, können entsprechende Aussagen, die auch genaue Entwicklungstrends innerhalb der Vegetation aufzeigen, nur mit einer weitaus höher aufgelösten Bearbeitung getroffen werden.

4.2 Viernheim-Formation

Die beiden Proben 7 (104,00 m) und 8 (103,50 m) stammen aus einem Abschnitt der Bohrung Riedstadt-Erfelden, die lithologisch dem basalen Bereich der Viernheim-Formation entspricht. Die beiden Proben zeigen im Vergleich zu den unterlagernden Proben aus der Iffezheim-Formation grundsätzlich keinen großen Unterschied in der Zusammensetzung der Palynomorphen-Gesellschaft. Dies bedeutet, dass hier *Pinus*-Pollen dominieren, Pollen der Cupressaceae s.l. regelmäßig auftreten und einige ältere Elemente wie *Castanea* oder in Probe 7 auch *Nyssa* sporadisch vorkommen. Auffällig ist aber, dass Laubbaumpollen wie *Alnus, Quercus, Ulmus* und *Pterocarya* ebenfalls seltener erscheinen als in den unterlagernden

Proben. Dafür werden in diesen beiden Proben die Gräserpollen deutlich häufiger und dominieren gegenüber den Baumpollen.

Die Dominanz der Koniferen-Pollen, insbesondere der Kiefer, zusammen mit einem relativ hohen Nichtbaumpollen-Anteil, der überwiegend aus Pollen der Süßgräser aber auch Pollen der Sparganiaceae und Ericaceae zusammengesetzt ist, zeigt ein relativ kühles Klima mit zumindest örtlich recht offener Vegetation an, wobei das Signal nicht eindeutig ist, da das Auftreten von Pollen von *Pterocarya* und *Castanea* diesem widerspricht. Die beiden Proben, die einen relativ geringen Probenabstand zueinander haben, könnten den Übergang in das frühe Pleistozän anzeigen. Dagegen spricht allerdings der noch hohe Anteil an Pollen der Cupressaceae s.l., die sogar häufiger als in den pliozänen Proben 3 und 5 aus der Iffezheim-Formation vorkommen. Es ist somit wahrscheinlich, dass auch das Sediment an der Basis der Viernheim-Formation noch aus dem Reuver stammt.

Der obere Abschnitt der Viernheim-Formation ist durch die Proben 9 (88,20 m) und 10 (58,20 m) repräsentiert. Insbesondere in Probe 9 zeigt das Palynomorphen-Spektrum einen hohen Anteil von umgelagertem, wahrscheinlich mesozoischem Material an, was insbesondere durch das Vorkommen von *Classopollis* belegt ist, die nur von der obersten Trias bis in die Kreide vorkommt. Auch das Auftreten von marinen Algenzysten ist ein eindeutiges Zeichen für Umlagerung. Dennoch ist die Erhaltung der mesozoischen Taxa sehr gut und unterscheidet sich nicht von der Erhaltung der quartären Pollen, die in der Probe vorkommen. Unter diesen ist *Alnus* dominierend, wobei auch Nichtbaumpollen wie die der Gräser auftreten. Auffällig ist aber vor allem, dass typische pliozäne Elemente wie die Pollen der Cupressaceae s.l. nun völlig fehlen.

Ähnliches gilt für Probe 10, die 30 m oberhalb von Probe 9 genommen wurde. Pliozäne Elemente sind nicht vorhanden. Es ist allerdings eine Probe, die durch eine sehr schlechte Erhaltung der Palynomorphen gekennzeichnet ist. Es sind überwiegend *Pinus*-Pollen und dickwandige Sporen vorhanden. Laubbaumpollen fehlen völlig. Insbesondere bei den *Pinus*-Pollen fällt auf, dass oftmals nur fragmentierte Pollen oder einzelne Luftsäcke vorhanden sind. Es kann nun sein, dass hier ein Hinweis auf ein Stadial vorhanden ist, wo es lediglich eine offene Kiefern-Vegetation gegeben hat, in der neben *Pinus* nur noch Kräuter wie die Asteraceae, Süßgräser oder das Torfmoos verbreitet waren. Wahrscheinlich ist aber eine Umlagerung und Aufarbeitung des Sediments auch hier nicht ganz auszuschließen. In dieser Probe sind zwar keine mesozoischen Elemente zu finden, aber eine Aufarbeitung des Sediments könnte auch dazu geführt haben, dass es zu einer Selektion der Palynomorphen gekommen ist und dabei nur resistentere dickwandige oder größere Taxa übriggeblieben sind und die Häufigkeitsverteilung der Palynomorphen daher nicht repräsentativ ist.

4.3 Ludwigshafen-Formation

Zwei Proben aus 39,50 m und 39,00 m Tiefe wurden aus der Ludwigshafen-Formation untersucht, die in der Bohrung nur geringmächtig auftritt. Beide Proben enthalten in hohem Maß umgelagertes Material. Insbesondere Probe 12 aus 39 m Tiefe enthält nahezu ausschließlich mesozoische Palynomorphen. Die häufig vorkommenden *Classopollis* und *Callialasporites* repräsentieren einen typischen mesozoischen, subtropisch bis tropischen Gymnospermen-Wald, der sich in Küstennähe befunden hat, was die verschiedenen Dinoflagellaten-Zysten und Prasinophyten vermuten lassen. Die wenigen quartären Baumpollen wie die von *Betula* oder *Quercus*, die in der Probe zusätzlich enthalten sind, lassen keine stratigraphischen Aussagen zu.

Auch in der etwas tiefer gelegenen Probe 11 kommen umgelagerte Palynomorphen vor, die sich allerdings auf wenige marine Prasinophyten und wenige Sporen beschränken. Die Probe zeigt eine Dominanz von *Pinus*-Pollen, die gegenüber *Abies* und *Picea* weitaus häufiger auftreten. Zudem gibt es einen hohen Nichtbaumpollen-Anteil, der vor allem von Pollen der Süßgräser, verschiedenen Korbblütlern, *Artemisia* sowie Sporen von Farnen und Torfmoos zusammengesetzt ist. Somit zeigt diese Pollen-/Sporenvergesellschftung ein eher kühleres Klima mit offener Vegetation an.

In der Regel werden die Ablagerungen der Ludwigshafen-Formation in zwei Abschnitte gegliedert, einem unteren, dem Cromer-Komplex zugeordneten Bereich, sowie einem oberen Abschnitt aus dem Holstein (Hahne et al. 2012). Da das Holstein pollenstratigraphisch durch hohe Werte der Tanne (*Abies*) gekennzeichnet ist, kann eine Zuordnung dieser Probe zum Holstein nahezu ausgeschlossen werden, da *Abies* nur eine untergeordnete Rolle spielt. Daher erscheint eine Zuordnung in den Cromer-Komplex als möglich.

4.4 Mannheim-Formation

Die beiden Proben 13 und 14 aus 19,95 m und 18,75 m Tiefe können der jüngsten lithostratigraphischen Einheit im nördlichen Oberrheingraben, der Mannheim-Formation, zugeordnet werden. In Probe 13 ist die quantitative Zusammensetzung deutlich anders als in den anderen untersuchten Proben. Die Gymnospermen-Pollen von *Pinus, Abies* und *Picea* treten in

vergleichbaren Häufigkeiten auf, was diese Probe von den anderen unterscheidet, die vor allem durch eine Dominanz von *Pinus*-Pollen charakterisiert sind. Das gemeinsame Auftreten von *Quercus, Ulmus* und *Pterocarya* sowie das Vorkommen verschiedener Koniferen-Pollen könnte eine Einstufung in eine mittelpleistozäne Warmzeit wie das Holstein ermöglichen, obwohl einige charakteristische Pollen wie die von *Fagus* bisher nicht nachgewiesen werden konnten. Dominiert wird das Pollenspektrum von *Betula*-Pollen. Das könnte darauf hindeuten, dass es sich um eine initiale Birken-Kiefern-Phase innerhalb der Waldvegetation handelt, wie sie zum Beispiel in einem frühen Abschnitt der Holstein-Warmzeit vorkommt (Hahne et al. 2012). Dies könnte auch erklären, dass Elemente wie *Corylus* oder *Fagus* noch fehlen. Dagegen spricht allerdings das Vorkommen von *Pterocarya*. In Probe 14 ist der der Inhalt an Pollen sehr gering, so dass keine genaueren stratigraphischen Aussagen möglich sind.

5 Fazit

Die pollenanalytische Untersuchung der Proben aus der Bohrung Riedstadt-Erfelden zeigt, dass die Pollenspektren mit denen aus anderen Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben durchaus vergleichbar sind. Allerdings lassen sich die Proben biostratigraphisch nur teilweise einordnen. Während die Proben aus der Iffezheim-Formation dem Pliozän sicher zuzuordnen sind, sind auch die beiden Proben aus der Basis der Viernheim-Formation biostratigraphisch noch in das Reuver zu stellen. Die übrigen Proben aus dem oberen Teil der Viernheim-Formation sowie der Ludwigshafen- und Mannheim-Formation lassen dagegen noch keine biostratigraphische Einordnung zu.

Der lithostratigraphisch der Iffezheim-Formation zugeordnete untere Teil der Bohrung ist dem Pliozän zuzuordnen. Hinweise auf ein frühpleistozänes Alter gibt es nicht, da der Anteil der typischen pliozänen Elemente wie die Pollen der Cupressaceae noch sehr hoch sind. Im basalen Teil der Viernheim-Formation zeigen zwei untersuchte Proben eine eher offene Vegetation an, die den Übergang zum Pleistozän charakterisiert. Aufgrund der weiterhin hohen Werte für die Pollen der Cupressaceae sind auch diese Proben somit noch ins Pliozän zu stellen. Litho- und biostratigraphisch gibt es somit leichte Unterschiede in Bezug auf die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze.

Ab dem oberen Abschnitt der Viernheim-Formation wird eine palynostratigraphische Ansprache schwieriger, da das untersuchte Material mehr oder weniger stark umgelagert ist. Terrestrische und marine mesozoische Palynomorphen sind in den Proben aus dem oberen Teil der Viernheim-Formation und aus der Ludwigshafen-Formation teilweise häufig. Biostratigraphisch sind diese Einzel-Proben biostratigraphisch lediglich als pleistozäne Ablagerungen einzuordnen. Eine Probe aus der Mannheim-Formation könnte dann schließlich auf eine Zuordnung in eine jüngere Warmzeit wie das Holstein hindeuten, wobei dies noch sehr spekulativ ist.

Viele palynostratigraphische Einstufungen von quartären Sedimenten aus Bohrungen im Oberrheingraben beruhen auf wenigen, höffigen Proben (Hahne et al. 2012). Ähnlich ist es auch in der Bohrung Riedstadt-Erfelden. Hier wurde sich zunächst auf wenige Proben konzentriert, die lithologisch durch dunkle tonige Sedimente aufgefallen sind, die potentiell einen hohen organischen Anteil enthalten. Diese Beprobung war zwar erfolgreich, da lediglich eine der untersuchten Proben steril und frei von Palynomorphen war. Dennoch lassen die wenigen Proben noch keine detaillierten palynostratigraphischen Ergebnisse zu, sodass eine höher aufgelöste palynologische Untersuchung zu empfehlen ist, auch wenn die Sedimente möglicherweise nicht durchgehend Palynomorphen enthalten und vor allem mit Umlagerung der Sedimente zu rechnen ist. Die bisherige Untersuchung hatte das Ziel, zunächst das Potential einer palynologischen Untersuchung in der Bohrung festzustellen. Die Ergebnisse zeigen, dass dies vorhanden ist, allerdings wird deutlich, dass die bisherige geringe Probendichte für genauere Aussagen zur Stratigraphie und Ökologie nicht geeignet ist. Hier sollte somit in einem weiteren Schritt eine weitaus höher aufgelöste Analyse erfolgen. Dies betrifft zum Beispiel den Bereich der Pliozän/Pleistozän-Grenze, die litho- und biostratigraphisch möglicherweise nicht identisch ist. Auch Entwicklungstendenzen innerhalb der Vegetation, zum Beispiel im Reuver der Iffezheim-Formation sollten durch eine Erhöhung der Probenzahl besser nachvollziehbar werden. Zudem sollte auch die Zahl der ausgezählten Palynomorphen pro Probe erhöht werden, um statistisch robuste quantitative Ergebnisse zu erhalten.

6 Schriftenverzeichnis

Diehl, M. & Sirocko, F. (2009): Pollenanalyse als Grundlage der Rekonstruktion von Umwelt- und Vegetationsgeschichte. – In: Sirocko, F. (ed.): Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung. Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert: 19–25; Darmstadt (Theiss-Verlag).

Francis, J.E. (1983): The dominant conifer of the Jurassic Purbeck formation, England. – Palaeontology **26:** 277–294.

Guy-Ohlson, D. (1996): Chapter 7B. Prasinophycean algae. – In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (eds.): Palynology: principles and applications, **1:** 181–189; Salt Lake City (American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation).

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; Freiburg i. Br.

Heumann, G., & Litt, T. (2002): Stratigraphy and paleoecology of the Late Pliocene and Early Pleistocene in the open-cast mine Hambach (Lower Rhine Basin). – Netherl. J. Geosci., **81/2:** 193–199.

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.

Mutzl, J., Lenz, O.K., Wilde, V., Krahn, K.J., Moshayedi, M. & Hinderer, M. (2023): Vegetation dynamics in a disturbed lacustrine record: The Eocene maar lake of Groß-Zimmern (Hesse, SW Germany). – Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, **103:** 249–276.

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Gestaltung: Menning, M. & Hendrich, A.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016. – Deutsches GeoForschungsZentrum; Potsdam.

Vakhrameev, V.A. (1991): Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth. – 340 S.; Cambridge University Press.

von der Brelie, G. (1967): Quantitative Sporenuntersuchungen zur stratigraphischen Gliederung des Neogens in Mittel-Europa. – Review of Palaeobotany and Palynology, **2:** 147–162.

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., Donders, T.H., Trabucho Alexandre, N. & Busschers, F.S. (2020): Early Pleistocene Tiglian sites in the Netherlands: A revised view on the significance for quaternary stratigraphy. – Quaternary Science Reviews, **242:** 106417, doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106417.

Zhang, J., Lenz, O.K., Wang, P., & Hornung, J. (2021): The Eco-Plant model and its implication on Mesozoic dispersed sporomorphs for Bryophytes, Pteridophytes, and Gymnosperms. – Review of Palaeobotany and Palynology, **293:** 104503, doi.org/10.1016/j.revpalbo.2021.104503.

Geol. Jb. Hessen **141**: 75–86, 2 Abb., 3 Tafeln; Wiesbaden 2024

Dieter Uhl[1], Rafael Spiekermann[2] & Christian Hoselmann[3]

Pliozäne Hölzer aus der Iffezheim-Formation der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (Hessen)

Kurzfassung

Zwei Hölzer aus dem pliozänen Anteil der Iffezheim-Formation der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden wurden im Rahmen der vorliegenden Studie untersucht. Aufgrund der lignitischen Erhaltung, die dazu führte, dass beide Hölzer anatomisch mehr oder minder schlecht erhalten sind, ist eine Bestimmung auf Artebene bei beiden Exemplaren nicht möglich. Bei dem einen Holz handelt es sich um ein Gymnospermenholz, welches aufgrund der im Rasterelektronenmikroskop sichtbaren anatomischen Merkmale als zur Familie der Kieferngewächse (Pinaceen) zugehörig bestimmt werden kann. Verschiedene Vertreter dieser Familie sind bereits anhand von Pollen und Hölzern aus weiter südlich gelegenen Vorkommen der Iffezheim-Formation bekannt. Die erkennbaren anatomischen Details zeigen große Übereinstimmung mit der fossilen Formgattung *Cedroxylon* Kraus, 1872 emend. Gothan, 1905, allerdings ist die Erhaltung der anatomischen Details zu schlecht, um eine definitive Bestimmung, oder gar Zuordnung zu einer natürlichen Gattung, zu erlauben. Bei dem zweiten Holz handelt es sich um ein ringporiges Angiospermenholz, dessen erkennbare Merkmale gut mit der Gattung *Fraxinus* L., 1753 übereinstimmen. Beide Hölzer zeigen deutliche Wachstumsringe, was auf eine klimatische Saisonalität zur Ablagerungszeit der Iffezheim-Formation hindeutet.

Abstract

Two wood specimens from the upper Pliocene part of the Iffezheim Formation from research borehole Riedstadt-Erfelden have been analysed. Due to their lignitic preservation, which resulted in a rather poor anatomical preservation, it was not possible to determine the specimens up to species level. One specimen is a gymnospermous wood that can be assigned to Pinaceae, based on characters seen under scanning electron microscopy. Several members of the family are known from pollen and wood specimens from more southerly occurrences of the Iffezheim Formation. The observable anatomical details can be best compared to the form-genus *Cedroxylon* Kraus, 1872 emend. Gothan, 1905, although the preservation of anatomical details is unfortunately not good enough to allow for a determination, or even affiliation with a natural genus, beyond any doubt. The second wood represents a ring-porous angiosperm wood, and the observable anatomical details, can best be compared to the genus *Fraxinus* L., 1753. Both specimens exhibit well-defined growth rings, indicating a marked seasonality during the deposition of the Iffezheim Formation.

Inhalt

1 Einleitung 76
2 Geologie und Stratigraphie 76
3 Material und Methoden 79
4 Ergebnisse 79
4.1 Erhaltung der Hölzer 79
4.2 Taxonomie der Hölzer 79
4.2.1 Koniferenholz (cf. Cedroxylon Kraus, 1872 emend. Gothan, 1905); Teufe: 253,8–253,9 m 79
4.2.2 Angiospermenholz (cf. Fraxinus L., 1753); Teufe: 175,95–176 m 83
5 Diskussion 83
6 Schriftenverzeichnis 84

[1] Prof. Dr. Dieter Uhl, Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum Frankfurt, Senckenberganlage 25, 60325 Frankfurt am Main, E-Mail: **dieter.uhl@senckenberg.de**

[2] Laboratório de Paleobotânica e Evolução de Biomas, Universidade do Vale do Taquari – Univates, Avenida Avelino Talini 171, 95914-014 Lajeado, Rio Grande do Sul, Brasilien, E-Mail: **rspiekermann@universo.univates.br**

[3] Dr. Christian Hoselmann, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden, E-Mail: **christian.hoselmann@hlnug.hessen.de**

1 Einleitung

Fossile Pflanzen können uns nicht nur Daten zur Vegetation, sondern auch zum Klima früherer Epochen der Erdgeschichte liefern (z. B. Heer 1855, 1856, 1859, Mai 1995). In Hinblick auf den, anthropogen beeinflussten, aktuellen und zukünftigen Klimawandel sind dabei vor allem Epochen der Erdgeschichte von Interesse, die durch ein global wärmeres Klima als heute gekennzeichnet sind. Eine der Epochen die dabei von besonderem Interesse sind, ist das Pliozän, das klimatisch von einem globalen Treibhaus-Klima hin zum globalen Eishaus-Klima des Quartärs, mit seinen massiven Klimaschwankungen, überleitet (z. B. Salzmann et al. 2011, Burke et al. 2018).

Die Makrofloren verschiedener Lokalitäten im Pliozän des nördlichen Oberrheingrabens und angrenzender Gebiete wurden bereits in der Vergangenheit mehr oder minder intensiv untersucht, wie etwa die oft reichhaltigen Floren im Pliozän des Elsass (z. B. Hickel 1932, Kirchheimer 1949, Geissert 1979, Geissert & Nötzold 1979, Geissert et al. 1979, 1990, Kvaček et al. 2008), die Frankfurter Klärbeckenflora (z. B. Mädler 1939, Kvaček et al. 2020), die Flora des Maares von Ruppach-Goldhausen im Westerwald (z. B. Poschmann et al. 2015, Spiekermann et al. 2021), sowie verschiedene kleinere Floren aus Aufschlüssen im nördlichen Oberrheingraben (z. B. Bad Dürkheim-Ungstein: Gregor & Schumann 1987) und im Hanauer Becken (z. B. Mainhausen-Mainflingen bei Seligenstadt: Gregor et al. 1989). Quantitative Klimaabschätzungen, die für einige dieser Floren vorliegen, zeigen dabei gegenüber heute (ca. 10 °C) deutlich höhere mittlere Jahrestemperaturen um die 14 bis 15 °C, sowie eine im Laufe des Pliozäns erkennbare Abkühlungstendenz bei den Wintertemperaturen, was auf eine Zunahme der Saisonalität hindeutet (z. B. Teodoridis et al. 2009, Thiel et al. 2012, Uhl 2015). Letztere Beobachtung entspricht auch überregionalen Klima-Rekonstruktionen für das Pliozän (z. B. Mosbrugger et al. 2005, Klotz et al. 2006, Utescher et al. 2012).

Für die hauptsächlich fluviatil abgelagerte Iffezheim-Formation (Ellwanger 2010, Gabriel et al. 2013; Pliozän – evtl. bis unteres Pleistozän) fehlen weitgehend makro-paläobotanische Untersuchungen. Hier liegen bisher vor allem aus den südlicheren Bereichen des nördlichen Oberrheingrabens einige palynologische Studien vor, die aber vor allem biostratigraphisch ausgewertet wurden (z. B. Bludau 1995, Hottenrott et al. 1995, Ellwanger et al. 2008). Aus verschiedenen Bohrungen wurden auch Holzreste erwähnt (Bartz 1982, Hottenrott et al. 1995, Ellwanger et al. 2008), wobei hier bislang offenbar Bestimmungen (allerdings ohne anatomische Beschreibungen) nur für Reste aus dem Raum Rastatt vorliegen (Bartz 1976). In der vorliegenden Arbeit werden nun zwei Hölzer aus dem pliozänen Anteil der Iffezheim-Formation der Forschungsbohrung bei Riedstadt-Erfelden beschrieben und, soweit möglich, bestimmt, sowie ihre Bedeutung für die Interpretation des Klimas zur Zeit ihrer Ablagerung diskutiert.

2 Geologie und Stratigraphie

Die Iffezheim-Formation ist, mit wechselnder Mächtigkeit, flächenhaft im gesamten nördlichen Oberrheingraben verbreitet (Grimm et al. 2011, Wirsing et al. 2007), wo sie im Allgemeinen als älteste Einheit der Lockersedimente angesehen wird (Ellwanger 2010). Sedimente der Iffezheim-Formation treten aber auch im Hanauer Becken auf (Hoselmann et al. 2018). Die fluviatilen Ablagerungen der Formation bestehen aus grauen kalkfreien, oft kaolinitisierten Sanden („weißes Pliozän“), und aus Feinsedimenten aus pedogen überprägten, palustrischen Bunttonen, die im Wesentlichen karbonatfrei sind, allerdings mit vereinzelten Karbonatanreicherungen in Form von Nestern. Häufig sind die Bunttone resedimentiert, teilweise sind Komponenten (Feinkies, Grobsand) zugemischt, so dass eine diamiktische Kornzusammensetzung resultiert, dazu kommen Spurenfossilien (Bioturbation). Stellenweise sind humose Feinsedimente erhalten, eher selten innerhalb der Feinsediment-Abfolgen, öfter als aufgearbeitete Feinsediment-Platten in den Bedload-Sanden. Diese Bereiche können reich an Holzresten werden. Die Mächtigkeit der Iffezheim-Formation liegt am Rand des nördlichen Oberrheingrabens z. T. bei wenigen Metern und liegt im Subsidenzzentrum des Heidelberger Beckens bei mehreren hundert Metern (Ellwanger 2010). Im Hanauer Becken liegt die Mächtigkeit bei mehreren zehner Metern und erreicht in einer Rinnenstruktur bei Babenhausen in einer Forschungsbohrung 80 m (HLNUG-Archivnummer: 6019/928; Hoselmann et al. 2018).

Die Sedimente der Iffezheim-Formation stammen dabei i. W. aus lokalen Einzugsgebieten, vor allem aus den Mittelgebirgen entlang des nördlichen Oberrheingrabens (u.a. Hagedorn & Boenigk 2008, Hoselmann 2008, 2024). Im Nordteil des Oberrheingrabens folgt im Hangenden die Viernheim-Formation (Hoselmann 2010). In der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden tritt die Iffezheim-Formation von 104 m unter GOK bis zur Endteufe von 323 m auf und erreicht somit eine Mindestmächtigkeit von 219 m, da die Basis aufgrund bohrtechnischer Hindernisse nicht erreicht werden konnte (Hoselmann 2024). Auswertungen von Schichtenverzeichnissen der Kohlenwasserstoffbohrungen des Gasfeldes Wolfskehlen im Bereich der Forschungsbohrung lassen eine Mächtigkeit der Iffezheim-Formation von rund 350 m erwarten.

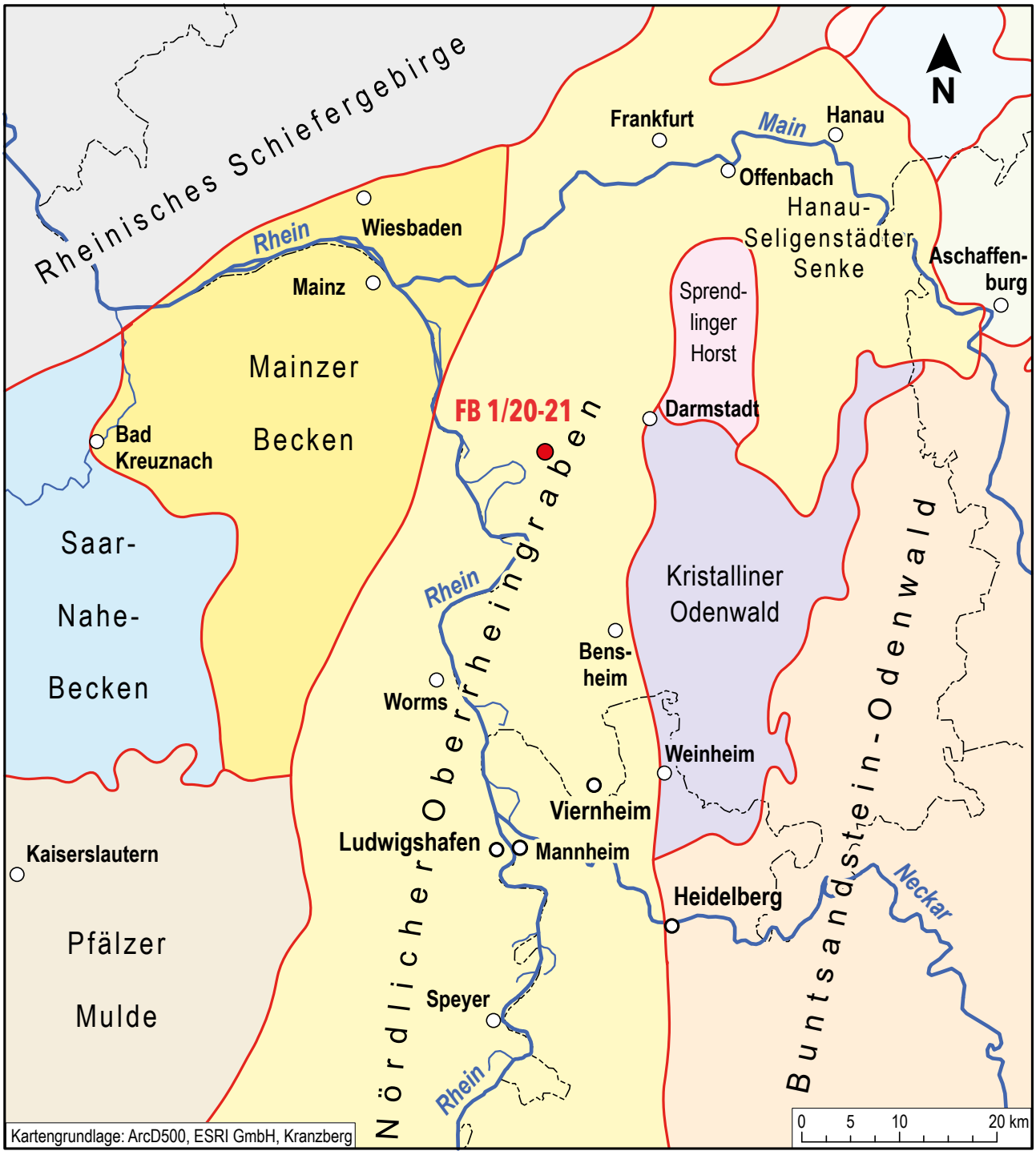


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des nördlichen Oberrheingrabens, mit Position der Bohrung Riedstadt-Erfelden (FB 1/20-21). Nach Hoselmann (2024).

Biostratigraphisch bzw. palynologisch konnte gezeigt werden, dass das Alter der Iffezheim-Formation vom Pliozän bis ins Unterpleistozän reicht (z. B. Bartz 1982, Boenigk 1987, Hottenrott et al. 1995, Ellwanger et al. 2008, Weidenfeller & Knipping 2008).

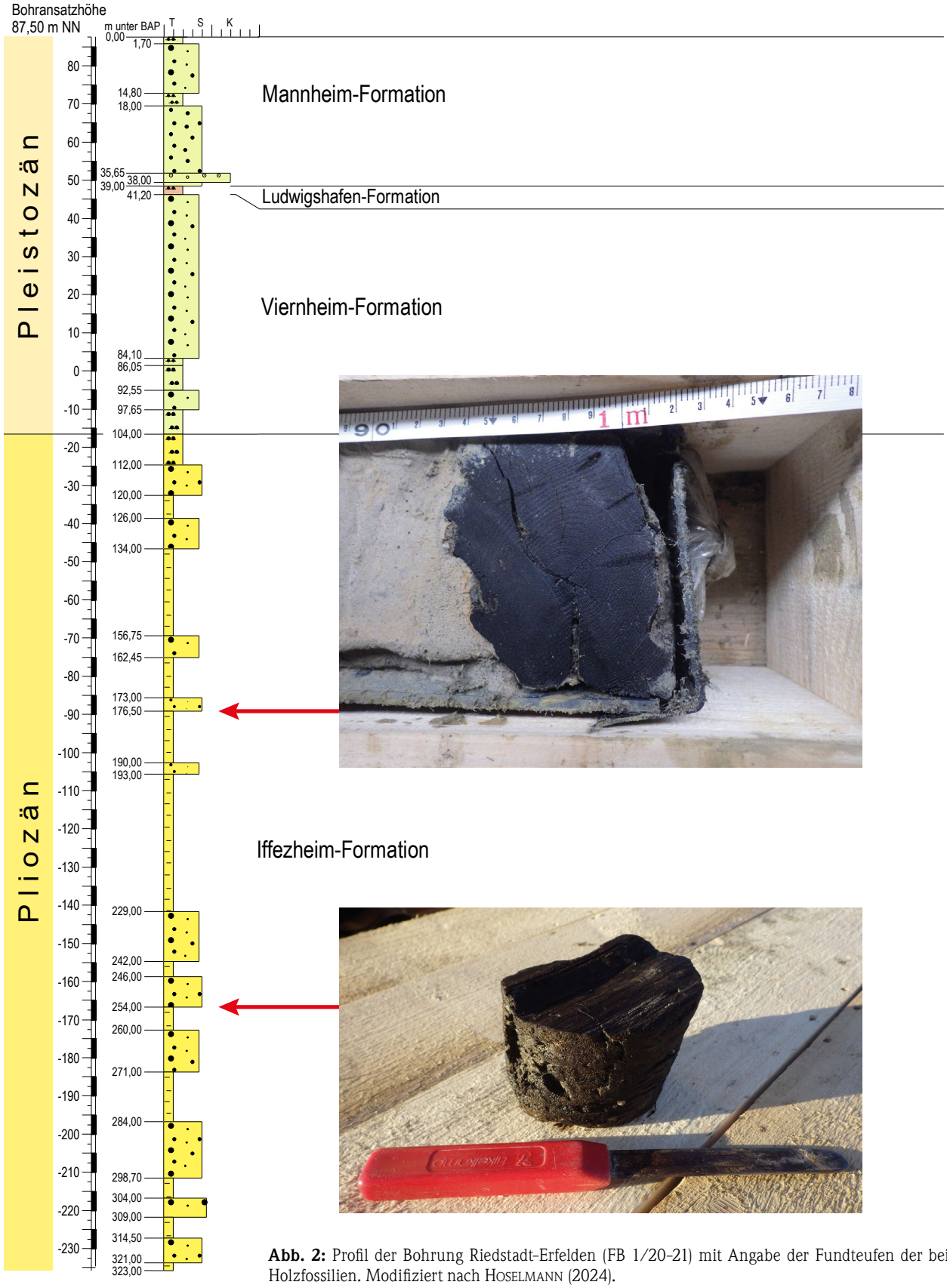


Abb. 2: Profil der Bohrung Riedstadt-Erfelden (FB 1/20-21) mit Angabe der Fundteufen der beiden Holzfossilien. Modifiziert nach Hoselmann (2024).

3 Material und Methoden

Die hier untersuchten Holzfossilien stammen aus Ablagerungen der Iffezheim-Formation, die in der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (Abb. 1) angetroffen wurden. Beide Exemplare sind lignitisiert. Holz #1 (Gymnospermenholz) stammt aus einer Teufe von 253,8–253,9 m, während Holz #2 (Angiospermenholz) aus einer Teufe von 175,95–176 m stammt (Abb. 2). Die Hölzer stammen somit aus dem pliozänen Anteil der Iffezheim-Formation (Hoselmann 2024).

Fragmente des Quer-, Radial- und Tangentialschnittes des sekundären Xylems beider Hölzer wurden mithilfe von Skalpellen, Präpariernadeln und Pinzetten unter einem Binokular orientiert entnommen. Die entnommenen Proben wurden mithilfe von Leit-C (Plano GmbH, Wetzlar, Deutschland) auf Standard-Objektträger für die Rasterelektronenmikroskopie montiert. Danach wurden sie mit einer Gold-Palladium-Legierung bedampft, sowie mit einem Rasterelektronenmikroskop JEOL JSM 6490 LV (REM, Beschleunigungsspannung 20 kV) am Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum Frankfurt untersucht. Die holzanatomische Beschreibung folgt Grosser (2007) und Schweingruber (2011). Die Makro-Fotografien des fossilen Angiospermenholzes wurden mit einer Nikon Z7 Digitalkamera angefertigt. Die Tafeln wurden mit CorelDRAW® Graphics Suite 2018 zusammengestellt. Die Hölzer und die REM-Träger werden in der Sammlung des HLNUG, Wiesbaden, aufbewahrt (Inv.-Nr. 75.10.09 (175,95–176 m) und 75.10.10 (253,8–253,9 m).

4 Ergebnisse

4.1 Erhaltung der Hölzer

Die anatomische Erhaltung der beiden lignitisierten Hölzer, mit deutlich „aufgequollenen“ und „verdrückten“ Zellwänden, ist im Großen und Ganzen schlecht bis sehr schlecht (Taf. 1–3). Im Auflicht und mit Hilfe von Dünnschnitten waren daher keine bzw. nur sehr wenige anatomische Details der Hölzer erkennbar, die leider nicht für eine taxonomische Ansprache genutzt werden konnten.

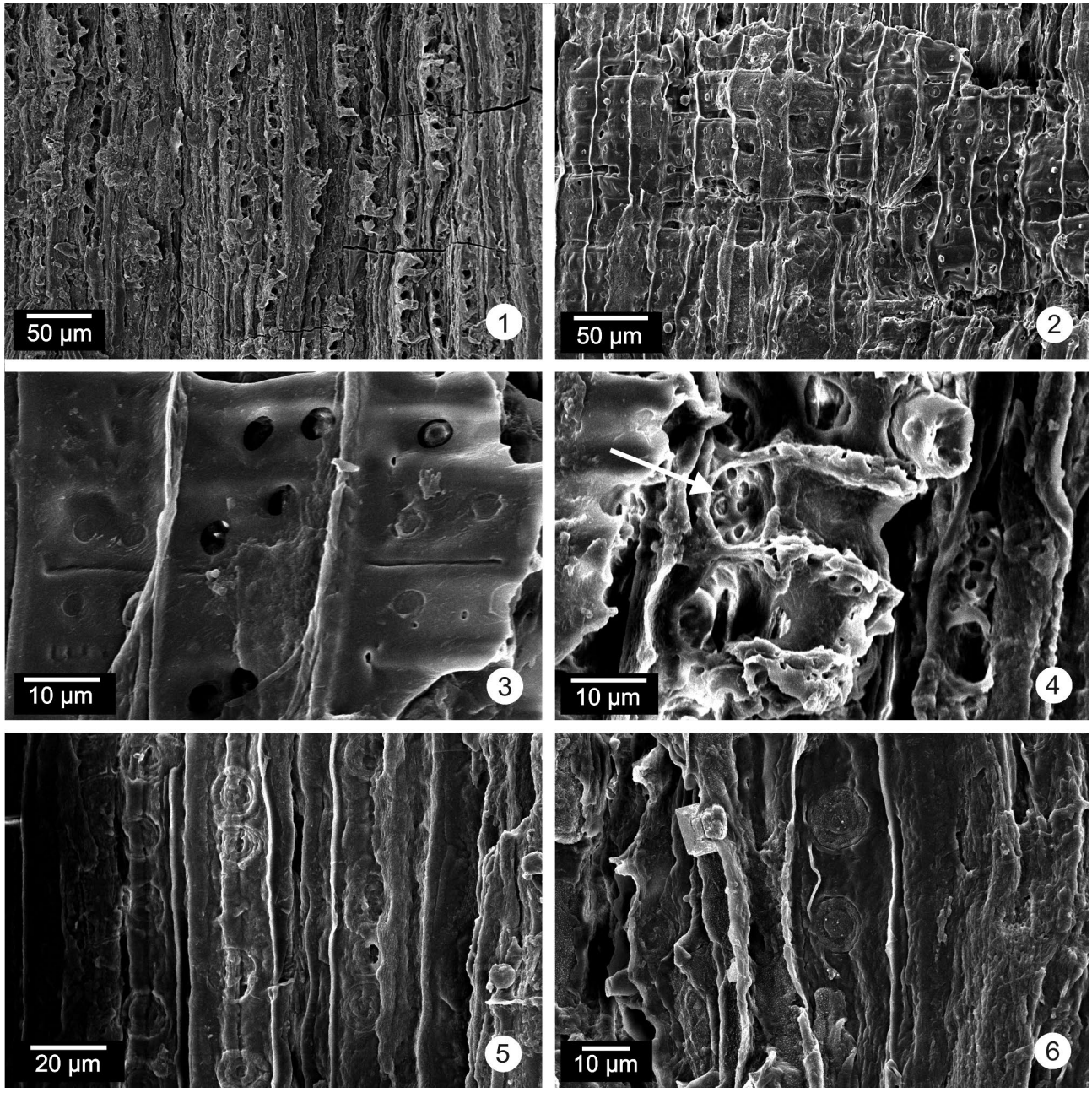
In der Vergangenheit hat es sich gezeigt, dass vergleichbar erhaltene Hölzer, bei denen die Gewebe zu stark vergelt und „aufgequollen“ waren, um sie mit Hilfe von Dünnschnitten bzw. -schliffen lichtmikroskopisch zu untersuchen, bei der Untersuchung im Rasterelektronenmikroskop noch taxonomisch verwertbare, anatomische Merkmal erkennen lassen (z. B. Spiekermann et al. 2021, Balzano et al. 2022).

4.2 Taxonomie der Hölzer

4.2.1 Koniferenholz (cf. *Cedroxylon* Kraus, 1872 emend. Gothan, 1905); Teufe: 253,8-253,9 m

Beschreibung: Homoxyles Holz mit makroskopisch erkennbaren Wachstumsringen (Jahresringen), bei denen der Übergang vom Früh- zum Spätholz allmählich zu sein scheint (Abb. 2). Aufgrund der Erhaltung ist dieses Merkmal jedoch nicht eindeutig erkennbar. In tangentialer Sicht sind 10–14 Zellen hohe, einreihige und homozellulare Markstrahlen erkennbar (Taf. 1, Fig. 1). Pro Kreuzfeld in der Regel zwei taxodioide Kreuzfeldtüpfel (Taf. 1, Fig. 2–3). Horizontal- und Endwände der Markstrahlzellen reich getüpfelt („Abietineentüpfelung“ *sensu* Gothan [1905]) (Taf. 1, Fig. 4). Radiale Zellwände der Tracheiden mit in der Regel entfernt stehenden, einreihigen Hoftüpfeln (Taf. 1, Fig. 5–6), diese sich nur gelegentlich berührend („abietoide Tüpfelung“ *sensu* Eckhold [1923]) (Taf. 1, Fig. 5). Harzkanäle und radiale Tracheiden konnten nicht beobachtet werden.

Bemerkungen: Alle erkennbaren anatomischen Details zeigen große Übereinstimmung mit der Gattung *Abies* Mill., 1754, speziell der heute in Mitteleuropa vorkommenden *Abies alba* Mill. 1768 (Weißtanne; vgl. Grosser 2007, Schweingruber 2011). Allerding ist eine direkte Zuordnung fossiler Hölzer zur Gattung *Abies* nicht ohne weiteres möglich, da verschiedene fossil in Mitteleuropa vorkommende Gattungen der Familie der Kieferngewächse eine sehr ähnliche holzanatomische Struktur aufweisen und daher fossile Hölzer anhand der Holzanatomie allein nicht unbedingt unterschieden werden können. In der Paläobotanik wird daher für Hölzer mit den oben genannten Merkmalen die Formgattung *Cedroxylon* Kraus, 1872 emend. Gothan, 1905 genutzt (z. B. Dolezych et al. 2022). Die Struktur des Holzes von *Cedroxylon* ist dabei vergleichbar mit verschiedenen heute lebenden Arten der Gattungen *Abies* Mill., *Cedrus* Trew, 1755, *Keteleeria* Carrière, 1866, *Pseudolarix* Gordon, 1858, und *Tsuga* Carrière, 1855. Alle diese Gattungen haben Holz mit (für Kieferngewächse) relativ kleinen Kreuzfeldtüpfeln, deutlich getüpfelte Zellwände der Markstrahlzellen, und keine normalen (höchstens traumatische) Harzkanäle (außer *Keteleeria*, die normale vertikale Harzkanäle im sekundären Xylem aufweist, Lin & Liang 2000).



Tafel 1

REM Bilder von cf. *Cedroxylon* Kraus emend. Gothan aus der Bohrung Riedstadt-Erfelden

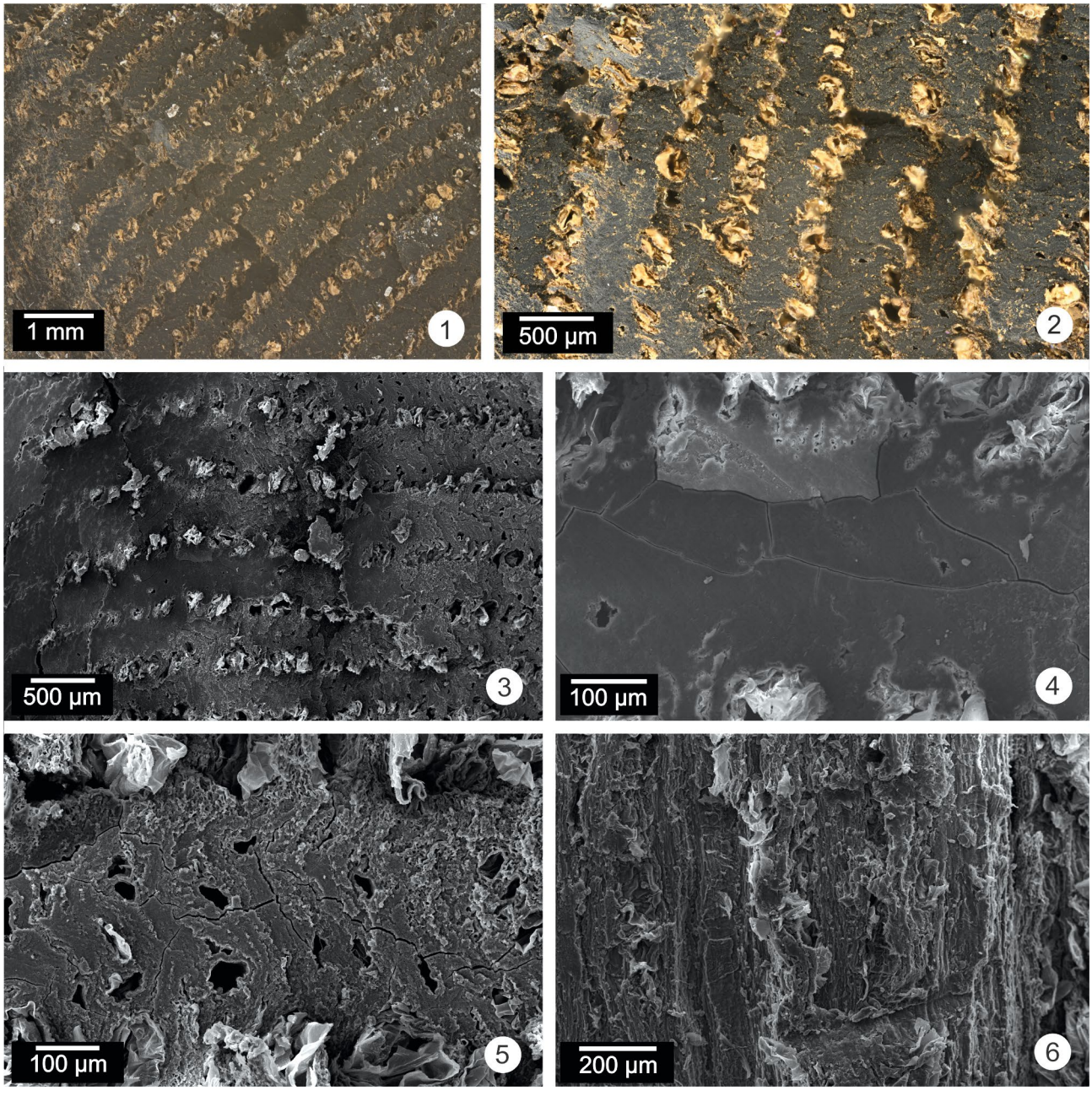
Fig. 1. Überblick im Tangentialschnitt, deutlich sind die Markstrahlen erkennbar.

Fig. 2. Kreuzfelder eines Markstrahls im Radialschnitt.

Fig. 3. Detailansicht der Kreuzfeldtüpfel.

Fig. 4. Markstrahlzellen mit deutlich getüpfelter Endwand (Pfeil).

Fig. 5–6. Hoftüpfel auf Tracheidenwänden, radial.



Tafel 2

Makro-Aufnahmen (1-2) und REM Bilder (3-6) von cf. *Fraxinus* L. aus der Bohrung Riedstadt-Erfelden.

Fig. 1. Übersicht über die Wachstumsringe im Querschnitt; die großen Tracheen im Frühholz heben sich auch farblich deutlich vom Spätholz ab.

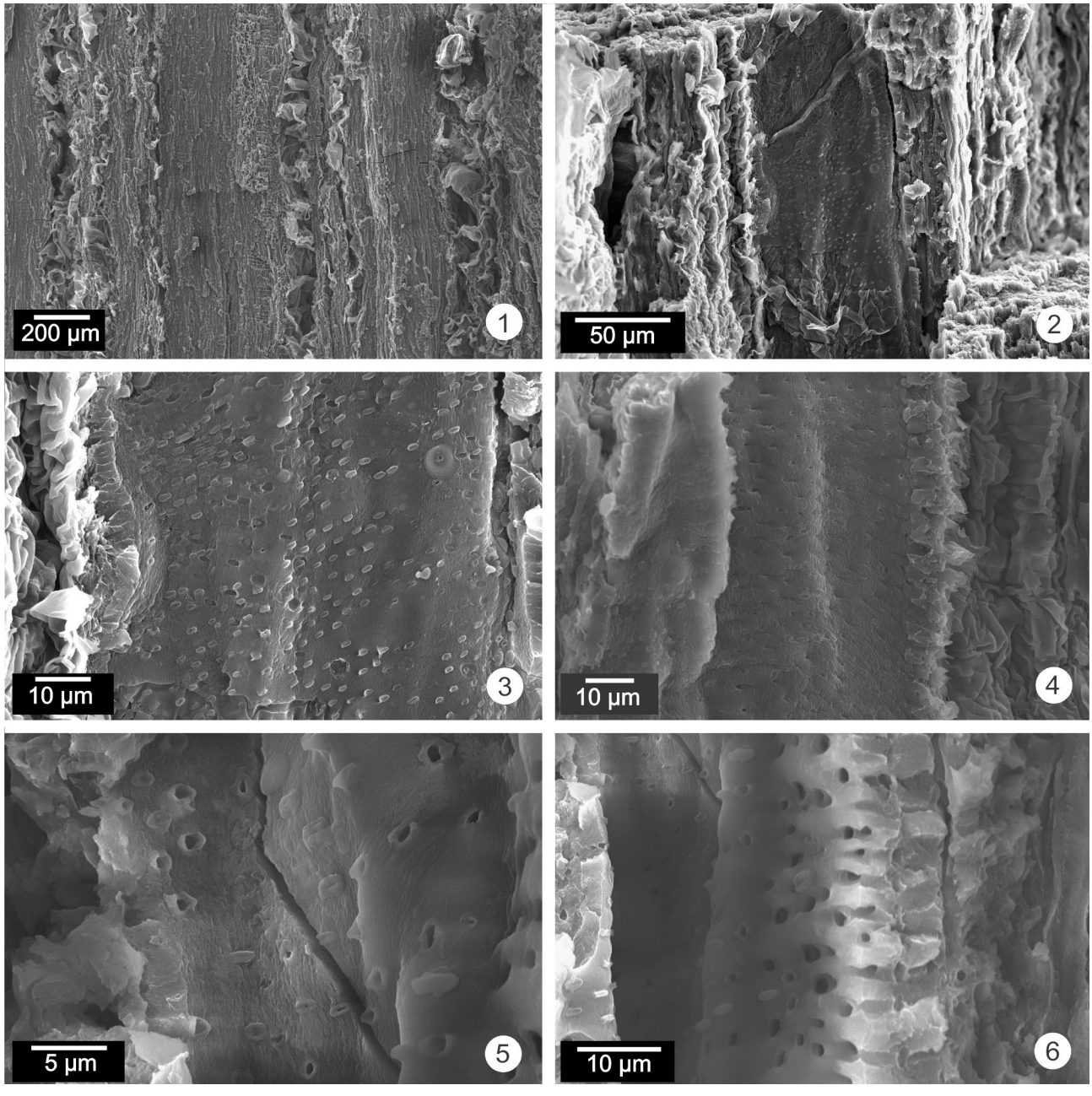
Fig. 2. Ausschnitt aus Fig. 1).

Fig. 3. Auch im REM sind im Querschnitt die großen Tracheen des Frühholzes aufgrund der offenen Zelllumina deutlich erkennbar.

Fig. 4. Bereich aus dem Spätholz eines Wachstumsringes in dem die vergelten Zellwände komplett aufgequollen und so verdrückt wurden, dass sie wie eine homogene Masse wirken, alle Zelllumina sind geschlossen.

Fig. 5. Bereich aus dem Spätholz eines Jahresringes in dem die vergelten Zellwände noch halbwegs erkennbar sind. Auch hier sind bis auf die Spätholztracheen alle Zelllumina geschlossen.

Fig. 6. Spätholz in tangentialer Sicht.



Tafel 3

REM Bilder von cf. *Fraxinus* L. aus der Bohrung Riedstadt-Erfelden.

Fig. 1. Übersicht über zwei Wachstumsringe im Radialschnitt; die großen Tracheen im Frühholz heben sich aufgrund der offenen Zelllumina deutlich vom Spätholz ab.

Fig. 2. Trachee im Spätholz, radial.

Fig. 3. Ausschnitt aus Fig. 2) mit Details der Hoftüpfel auf der Tracheenwand, radial.

Fig. 4–6. Beispiele von Hoftüpfeln auf verschiedenen Tracheenwänden.

Sämtliche Merkmale, zusammen mit dem Vorkommen einer „Abietineentüpfelung" der Markstrahlzellen (*sensu* GOTHAN [1905]) charakterisieren die Formgattung *Cedroxylon* (z. B. DOLEZYCH et al. 2022).

Allerdings kann aufgrund der schlechten Erhaltung die Variabilität der Merkmale innerhalb des Holzes nur ungenügend dokumentiert werden, bzw. es ist unklar, ob bestimmte Merkmale nie oder nur selten auftreten (z. B. Harzkanäle und radiale Tracheiden), so dass weder eine zweifelsfreie Zuordnung zur Formgattung *Cedroxylon*, noch zur natürlichen Gattung *Abies* möglich ist.

Durch palynologische (z. B. HOTTENROTT et al. 1995) und holzanatomische (z. B. BARTZ 1976, 1982) Untersuchungen konnten bereits verschiedene Vertreter der Familie der Kieferngewächse (*Abies*, *Picea* A. DIETR., 1824, *Pinus* L., 1753, *Tsuga*) aber auch anderer Koniferenfamilien (*Taxodium* RICH., 1810, *Sequoia* ENDL., 1847 [generell taxodiode Cupressaceen], *Sciadopitys* SIEBOLD & ZUCC., 1842) für die Zeit der Ablagerung der pliozänen Anteile der Iffezheim-Formation nachgewiesen werden. Wobei die bisherigen holzanatomischen Bestimmungen einiger dieser Hölzer aus paläobotanischer Sicht, aufgrund der oben für *Cedroxylon* genannten Problematik, zumindest teilweise als fragwürdig klassifiziert werden müssen.

4.2.2 Angiospermenholz (cf. *Fraxinus* L., 1753); Teufe: 175,95–176 m

Beschreibung: Makroskopisch ist im Querschnitt zu erkennen, dass es sich um ein ring-poriges Holz handelt, bei dem die Tracheen alle im Bereich des Frühholzes, nahe der Jahrringgrenzen angeordnet sind (Taf. 2, Fig. 1–5; Taf. 3, Fig. 1). Einzelne Tracheen sind unregelmäßig im Spätholz verteilt (Taf. 2, Fig. 2–3, 5). Tracheen im Frühholz sind stark verdrückt, im Spätholz ca. 50–60 µm weit (Taf. 3, Fig. 2–4). Hoftüpfel sind auf den Tracheenwänden alternierend (Taf. 3, Fig. 2–6).

Bemerkungen: Das Vorhandensein von Tracheen lässt den Schluss zu, dass es sich bei diesem Holz um ein Angiospermenholz handelt, da Tracheen im Holz von Gymnospermen (bis auf wenige, in der Pliozän-Flora Europas nicht vorkommende Ausnahmen) nicht vorkommen (z. B. MAI 1995, SCHOCH et al. 2004, GROSSER 2007). Trotz der schlechten Erhaltung dieses Holzes kann man im Querschnitt deutlich erkennen, dass es sich um ein ring-poriges Angiospermenholz handelt. Derartige ring-porige Hölzer kommen bei verschiedenen Familien der Laubgehölze vor, wie etwa verschiedene Fagaceen (z. B. *Quercus* L., 1753 und *Castanea* MILL., 1754), *Ulmus* L., 1753 und *Fraxinus* L., 1753 (z. B. SCHOCH et al. 2004). Die Anwesenheit von Vertretern der Gattungen *Ulmus* und *Fraxinus* im Einzugsgebiet des pliozänen Anteils der Iffezheim-Formation ist anhand von palynologischen (z. B. HOTTENROTT et al. 1995) bzw. holzanatomischen Untersuchungen (z. B. BARTZ 1976, 1982) bekannt.

Betrachtet man neben den großen, im Frühholz zu einem deutlichen Porenring zusammengefassten Tracheen, auch das eher unregelmäßige Vorkommen spärlicher und deutlich kleinerer Tracheen im Spätholz, sowie die Tüpfelung dieser Spätholztracheen, so kann das vorliegende Holz am ehesten mit der Gattung *Fraxinus* (Esche) verglichen werden (vgl. GROSSER 2007, SCHWEINGRUBER 2011). Bei den anderen in Frage kommenden Laubholzgattungen mit ringporigem Holz, sind vor allem die Tracheen im Spätholz deutlich häufiger bzw. geclustert angeordnet (vgl. GROSSER 2007, SCHWEINGRUBER 2011). Allerdings ist auch bei diesem Holz die anatomische Erhaltung des Holzes zu schlecht, um eine definitive Bestimmung zu erlauben.

5 Diskussion

Aus der pliozänen Iffezheim-Formation des Oberrheingrabens liegen aus verschiedenen Bohrungen Holzreste vor (BARTZ 1982, ELLWANGER et al. 2008), von denen bisher scheinbar nur Reste aus Rastatter Raum näher bestimmt wurden (BARTZ 1976), wobei auch hier detaillierte anatomische Beschreibungen der Hölzer fehlen. BARTZ (1976, 1982) nennt aus Ablagerungen der Iffezheim-Formation die folgenden Taxa: nicht näher bestimmbare Cupressaceen-Hölzer, *Taxodium*, *Sequoia*, *Abies*, *Picea*, *Betula*, *Fraxinus*, *Ulmus* und *Fagus* L., 1753. Aus der Bohrung Heidelberg Uni Nord erwähnen ELLWANGER et al. (2008) auch sehr große Holzreste mit Durchmessern von bis zu 25 cm, die anscheinend bisher jedoch nicht taxonomisch analysiert wurden.

Anhand palynologischer Daten konnte eine reichhaltige Flora zur Zeit der Ablagerung des pliozänen Anteils der Iffezheim-Formation nachgewiesen werden (z. B. HOTTENROTT et al. 1995). Als Standorte für die nachgewiesenen Pflanzen kommen neben einer Fluss-begleitenden (z. B. taxodiode Cupressaceen, *Alnus* MILL., 1754, *Carya* NUTT., 1818 [teilweise], *Ulmus* [teilweise]) und Fluss-ferneren Vegetation (z. B. *Quercus*, *Fagus*, *Carya* [teilweise], *Ulmus* [teilweise], *Pterocarya* KUNTH, 1824, *Ilex* TOURN. ex L., 1753) in der Oberrheinebene direkt, aber auch eher Standorte bzw. in den Mittelgebirgen (z. B. *Tsuga*, *Pinus*, *Picea*, *Fagus, Ulmus*), die auch Liefergebiete der Sedimente der Iffezheim-Formation darstellen, in Frage. Wo genau die Standorte der beiden Hölzer vermutet werden kön-

nen ist schwierig abzuschätzen. Man kann aber wohl davon ausgehen, dass das Koniferenholz (*Cedroxylon*) wahrscheinlich eher von einem trockeneren Standort, z. B. aus den Mittelgebirgen, stammt, während für *Fraxinus* auch ein flussnaher Standort angenommen werden kann.

Beide hier untersuchten Hölzer zeigen deutliche Wachstumsringe (wahrscheinlich Jahresringe). Untersuchungen an einem fossilen Holz mit markanten Wachstumsringen (Spiekermann et al. 2021) sowie zum gehäuften Auftreten von Wasserfloh-Ephippien in einzelnen Laminen des oberpliozänen Maar-Sees von Ruppach-Goldhausen im Westerwald (Poschmann et al. 2015) sprechen ebenfalls für eine ausgeprägte Saisonalität während des Oberpliozäns im weiteren Umfeld des Oberrheingrabens. Basierend auf Makro-Floren der oberpliozänen Lokalitäten Frankfurt am Main, Willershausen, Berga und Auenheim rekonstruierten verschiedene Autoren (z. B. Thiel et al. 2012, Kvaček et al. 2020) ein warm-gemäßigtes (CfA) Klima für das Oberpliozän Mitteleuropas. Allerding ist aus zahlreichen Studien auch bekannt, dass es im Oberpliozän bereits zu markanten Klimaschwankungen, mit abwechselnd wärmeren und kälteren Phasen, kam (z. B. Mai 1995). Die Iffezheim-Formation umfasst dabei auch verschiedene Warm- und Kaltphasen, wie verschiedene palynologische Analysen gezeigt haben (Bartz 1982, Boenigk 1987, Brost & Ellwanger 1991, Bludau 1995, Ellwanger et al. 2008, Weidenfeller & Knipping 2008). Weiterführende palynologische Analysen der Iffezheim-Formation in der Bohrung Riedstadt-Erfelden wären nötig um abzuklären, unter welchen Klimabedingungen die beiden hier vorgestellten Hölzer abgelagert wurden (vgl. Lenz 2024). Des Weiteren wären auch systematische Studien zu den zahlreichen fossilen Hölzern aus der Iffezheim-Formation wünschenswert, da diese weiterführende Informationen zu Vegetation (und Klima) während der Ablagerung dieser Formation liefern können. Es ist dabei damit zu rechnen, dass die Hölzer der pliozänen Ablagerungen der Iffezheim-Formation eine höhere Diversität zeigen als vergleichbare, jüngere Holzfloren aus dem Oberrheingraben (vgl. Kreuz & Leistikow 1988, Schoch 1988), da die Flora des Pliozäns noch zahlreiche „Tertiär-Relikte“ umfasst (z. B. Mai 1995, Kvaček et al. 2008, 2020), die in Mitteleuropa dann während der quartären Kaltzeiten verschwunden sind.

Danksagung: Die Verfasser danken Frau Claudia Franz und Frau Stefanie Hirschmann, beide Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum Frankfurt, für die technische Unterstützung bei der Präparation der Hölzer bzw. bei der Rasterelektronenmikroskopie, sowie Herrn Robin Kunz, Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum Frankfurt, für die Anfertigung der Makrofotos des Angiospermenholzes.

6 Schriftenverzeichnis

Balzano, A., Merela, M. & Čufar, K. (2022): Scanning Electron Microscopy Protocol for Studying Anatomy of Highly Degraded Waterlogged Archaeological Wood. – Forests, **13**, 161 (17 S.); Basel. https://doi.org/10.3390/f13020161

Bartz, J. (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. – Jh. Geol. Landesamt Baden-Württ., **18**: 121–178: Freiburg i. Br.

Bartz, J. (1982), mit Beiträgen von Brelie, G. & von der Maus, H.: Quartär und Jungtertiär II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. – Geol. Jb., Reihe A, **63**: 3–237; Hannover.

Bludau, W. (1995): Biostratigraphische Untersuchungen an Sedimenten aus dem mittleren Oberrheingraben – Vorläufige Ergebnisse. – Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **35**: 395–406; Freiburg i. Br.

Boenigk, W. (1987): Petrographische Untersuchungen jungtertiärer und quartärer Sedimente am linken Oberrhein. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **69**: 357–394; Stuttgart.

Brost, E. & Ellwanger, D. (1991): Einige Ergebnisse neuerer geoelektrischer und stratigraphischer Untersuchungen im Gebiet zwischen Kaiserstuhl und Kehl. – Geol. Jb., Reihe E **48**: 71–81; Hannover.

Burke, K.D., Williams, J.W., Chandler, M.A., Haywood, A.M., Lunt, D.J., & Otto-Bliesner, B.L. (2018): Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates. – Proc. Natl. Acad. Sci. USA, **115**: 13288–13293; Washington, D.C.

Dolezych, M., Mantzouka, D., & Kunzmann, L. (2022): *Cedroxylon shakhtnaense* (Blokhina 2010) Dolezych, Mantzouka et L. Kunzmann comb. nov., a fossil *Abies* wood from the late early Miocene Mastixioideae flora of Wiesa (east Germany). – IAWA Journal, **43**: 136–163; Leiden.

Eckhold, W. (1923): Die Hoftüpfel bei rezenten und fossilen Coniferen. – Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., **42** (für 1921): 472–505; Berlin.

Ellwanger, D. (2010): Iffezheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. – Last updated 03.11.2010. Record No. 1000014. – www.bgr.bund.de/litholex (Zugriff: 26. 03.2024.

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. – Quatern. Sci. J., (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57**, 316–337; Hannover.

Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C., Weidenfeller, M., Wielandt-Schuster, U. & The Heidelberg Basin Project Team (2013): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – Quatern. Int., **292**: 43–58; Amsterdam. doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044.

Geissert, F. (1979): Interglaziale Fossilien aus Bohrungen in der elsässischen Rheinebene. – Mitt. bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz. N.F., **12**: 11–16; Freiburg i. Br.

Geissert, F., Gregor, H.J., & Mai, D.H. (1990): Die „Saugbaggerflora“, eine Frucht- und Samenflora aus dem Grenzbereich Miozän-Pliozän von Sessenheim im Elsass (Frankreich). – Documenta naturae, **57**: 1–208; München.

Geissert, F., Ménillet, F., & Farjanel, G. (1979): Neue Fossilfunde im

Pliozän der Hagenauer Terrasse. – Mitt. bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz, N.F, **12**: 17–27; Freiburg i. Br.

Geissert, F. & Nötzold, T. (1979): Karpologische Pflanzenreste aus dem Pliozän des Elsass. – Mitt. Bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz, **12**: 29–37; Freiburg i. Br.

Gothan, W. (1905): Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermen Hölzer. – Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N.F., **44**: 1–108; Berlin.

Gregor, H.-J., Gürs, K., Meller, B., & Schwarz, R. (1989): Eine oberpliozäne Karpoflora von Mainflingen bei Seligenstadt. – Documenta naturae, **49**: 24–30; München.

Gregor, H.-J. & Schumann, F. (1987): Eine neue Diasporen-Flora aus dem „Weißen Pliozän" von Ungstein (Rheinland-Pfalz). – Documenta naturae, **41:** 19–29; München.

Grimm, M.C., Wielandt-Schuster, U., Hottenrott, M., Grimm, K. I., Radtke, G., Berger, J.-P., Ellwanger, D., Harms, F.-J., Hoselmann, C.P. & Weidenfeller, M. (2011): Oberrheingraben. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1, Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **75**: 57–132; Stuttgart.

Grosser, D. (2007): Die Hölzer Mitteleuropas. Ein mikrophotographischer Lehratlas. Reprint der 1. Aufl. von 1977: – 217 S.; Remagen (Verlag Kessel).

Hagedorn, E.-M., & Boenigk, W. (2008): New evidences of the Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben on basis of heavy mineral analyses. – Netherl. J. Geosci., **87**, 19–30; Cambridge.

Heer, O. (1855): Flora tertiara Helvetica I. – 116 S.; Winterthur (Verlag von Wurster & Comp.).

Heer, O. (1856): Flora tertiara Helvetica II. – 110 S.; Winterthur (Verlag von Wurster & Comp.).

Heer, O. (1859): Flora tertiara Helvetica III. – 378 S.; Winterthur (Verlag von Wurster & Comp.).

Hickel, R. (1932): Note sur un gisement de végétaux pliocènes dans le Bas-Rhin. – Bull. Soc. Dendrol. France, **83**: 43–44; Paris.

Hoselmann, C. (2008): The research borehole at Viernheim (Heidelberg Basin). – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57**, 286–315; Hannover.

Hoselmann, C. (2010): Viernheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 03.11.2010. Record No. 1000013. – www.bgr.bund.de/litholex. (Zugriff: 31.01.2024).

Hoselmann, C. (2024): Zur Geologie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (nördlicher Oberrheingraben). – Geol. Jb. Hessen, **141**: 5–28; Wiesbaden.

Hoselmann, C., Laupenmühlen, T., Bohatý, J., Radtke, G., Weber, G., Weidenfeller, M. (2018): Field Trip C (27. September 2018): Fluviatile und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet. – DEUQUA Spec. Pub., **1**: 29-52, Göttingen; doi.org/10.5194/deuquasp-1-29–2018.

Hottenrott, M., Kärcher, T., & Schill, I. (1995): Zur Pliozän/Pleistozän-Grenze im nördlichen Oberrheingraben bei Eich (Geol. Kt. 1:25000, Bl. 6216 Gernsheim) anhand neuer Bohrergebnisse. – Jb. Nass. Ver. Naturk., **116**: 41–64; Wiesbaden.

Kirchheimer, F. (1949): Zur Kenntnis der Pliocänflora von Soufflenheim im Elsass. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkunde, **24**: 206–230; Gießen.

Klotz, S., Fauquette, S., Combourieu-Nebout, N., Uhl, D., Suc, J.-P., & Mosbrugger, V. (2006): Seasonality intensification and long-term winter cooling as a part of the Late Pliocene climate development. – Earth Planet. Sci. Lett., **241**, 174–187; Amsterdam.

Kreuz, A. & Leistikow, K.U. (1988): Holzfunde aus jungquartären Ablagerungen der nördlichen Oberrheinebene und ihre chronostratigraphische Deutung. – In: Koenigswald, W. v. (Hrsg.): Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – Paläoklimaforsch., **4**: 117–147; Stuttgart.

Kvaček, Z., Teodoridis, V., & Denk, T. (2020): The Pliocene flora of Frankfurt am Main, Germany: taxonomy, palaeoenvironments and biogeographic affinities. – Palaeobiodiv. Palaeoenv., **100**, 647–703; Berlin, Heidelberg.

Kvaček, Z., Teodoridis, V. & Gregor, H.J. (2008): The Pliocene leaf flora of Auenheim, Northern Alsace (France). – Documenta naturae, **155** (10): 1–108; München.

Lenz, O. (2024): Erste Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen der Sedimente aus der Forschungsbohrung FB 1/20-21 Riedstadt-Erfelden. – Geol. Jb. Hessen, **141**: 59–74; Wiesbaden.

Lin, J. & Liang, E. (2000): The occurrence of vertical resin canals in *Keteleeria*, with reference to its systematic position in Pinaceae. – Bot. J. Linn. Soc., **134**: 567–574; Amsterdam.

Mädler, K. (1939): Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. – Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **446**: 1–202; Frankfurt am Main.

Mai, D.H. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. 691 S.; Jena (Gustav Fischer).

Mosbrugger, V., Utescher, T. & Dilcher, D.L. (2005): Cenozoic continental climate evolution of Central Europe. – Proc. Natl. Acad. Sci. USA, **102**: 14964–14969; Washington D.C.

Poschmann, M., Wedmann, S., Schindler, T., Uhl, D. & Wuttke, M. (2015): Eine Arthropoden/Pflanzen-Taphozönose aus einem pliozänen Kratersee bei Ruppach-Goldhausen, Westerwald (Rheinland-Pfalz, SW-Deutschland). – Mainzer Naturwiss. Archiv, **52**: 103–117; Mainz.

Salzmann, U., Williams, M., Haywood, A.M., Johnson, A.L.A., Kender, S. & Zalasiewicz, J. (2011): Climate and environment of a Pliocene warm world. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **309**: 1–8; Amsterdam.

Schoch, W.H. (1988): Holzfunde aus den jungpleistozänen Sedimenten der Oberrheinebene. – In: Koenigswald, W. v. (Hrsg.): Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – Paläoklimaforsch., **4**: 149–172; Stuttgart.

Schoch, W., Heller, I., Schweingruber, F.H. & Kienast, F. (2004): Wood anatomy of central European Species. [www.woodanatomy.ch; Stand: 26. März 2024.]

Schweingruber, F.H. (2011): Anatomie europäischer Hölzer - Anatomy of European woods: ein Atlas zur Bestimmung europäischer Baum-, Strauch- und Zwergstrauchhölzer. An Atlas for the Identification of European Trees, Shrubs and Dwarf Shrubs. – 800 S.; Remagen (Verlag Kessel).

Spiekermann, R., Dolezych, M., Wuttke, M. & Uhl, D. (2021): Ein Cupressaceen-Holz aus dem pliozänen Kratersee von Ruppach-Goldhausen (Westerwald, Rheinland-Pfalz, SW-Deutschland). – Mainzer naturwiss. Archiv, **58**: 41–52; Mainz.

Teodoridis, V., Kvaček, Z., & Uhl, D. (2009): Late Neogene palaeoenvironment and correlation of the Sessenheim-Auenheim floristic complex (Alsace/France). – Palaeodiversity, **2**: 1–17; Stuttgart.

Thiel, C., Klotz, S. & Uhl, D. (2012): Palaeoclimate estimates for selected leaf floras from the late Pliocene (Reuverian) of Central Europe based on different palaeobotanical techniques. – Turk. J. Earth Sci., **21**: 263–287; Ankara

Uhl, D. (2015): Das Klima der Pfalz und angrenzender Regionen im Tertiär. – In: Diehl, P., Imhoff, A. & Möller, L. (Hrsg.), Wissensgesellschaft Pfalz - 90 Jahre Pfälzische Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften. Veröff. Pfälz. Ges. Förd. Wiss., **116**: 445–454; Speyer.

Utescher, T., Ashraf, A.R., Dreist, A., Dybkjaer, K., Mosbrugger, V., Pross, J. & Wilde, V. (2012): Variability of Neogene Continental Climates in Northwest Europe – a detailed Study based on Microfloras. – Turk. J. Earth Sci., **21**: 289–314; Ankara.

Weidenfeller, M. & Knipping, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – Quatern. Sci. J. (Eiszeitalter u. Gegenwart), **57**: 270–285; Hannover.

Wirsing, G., Luz, A., Engesser, W. & Koch, A. (2007): Hochauflösende Reflexionsseismik auf dem Rhein und dem Rheinseitenkanal zwischen Mannheim und Rheinfelden. – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Fachbericht 1/07: 60 S.: Freiburg . i. Br.

Geol. Jb. Hessen **141**: 87–134, 12 Abb., 3 Tab., 5 Tafeln; Wiesbaden 2024

Erlend Martini[1] & Wolfgang Schiller[2]

Mikropaläontologische und feinstratigraphische Untersuchungen in der tieferen Frankfurt-Formation (Miozän) von Frankfurt a.M.: Abgrenzung des Frankfurter Teilbeckens und Hanauer Beckens

Mit einem Rückblick auf die Erforschung des Miozäns im Frankfurter/Hanauer Raum

Unter Mitwirkung von Wolfgang Ott[3] und Manfred Keller[4]

Dieser Beitrag ist dem Andenken an Herrn Manfred Keller (*23.03.1937 – †06.01.2012) für seine langjährigen paläontologischen Untersuchungen in Baugruben im Frankfurter Stadtgebiet und der Grube Messel gewidmet.

Kurzfassung

Im Stadtgebiet von Frankfurt am Main (Westrand des Hanauer Beckens) wurden bituminöse, tonig-karbonatische Sedimente der tieferen Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten) beprobt, die durch ihren Fossilreichtum, insbesondere Fischreste der Gattungen *Gobius* und *Morone* sowie untergeordnet Cypriniden gekennzeichnet sind. Mikropaläontologische Untersuchungen zeigen, dass hier Leichenfelder von Fischen häufig in Nachbarschaft von Nannoplankton-Lagen (z. B. *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, 1930) vorkommen. Feinstratigraphische Untersuchungen der besonders wichtigen Profile der Baustelle „WestendDuo“ führten zur Identifikation der Nannoplankton-Lage +21 [bestehend aus *Coccolithus pelagicus*] sowie zur Identifikation und Neubeschreibung der Nannoplankton-Art *Hymenomonas kelleri* Martini & Schiller, 2017 und der Dinoflagellaten-Art *Scrippsiella francofurtana* Martini & Schiller, 2017 (siehe Martini & Schiller 2017).

Diese Funde ergänzen die Daten von Wiesner (1967, 1970), Best (1975), Martini (1988) und Martini et al. (2004) und wurden mit Lagen in der AfE-Bohrung von 1971 (Typus-Profil der tieferen Frankfurt-Formation) korreliert. Für das Frankfurter Stadtgebiet konnte nachgewiesen werden, dass hier die Frankfurt-Formation deutlich differenzierter und mächtiger ausgebildet ist als die vergleichbaren Sedimente im Hanauer Raum, weshalb der alte Begriff Frankfurter Teilbecken (Triebel 1967) berechtigt ist. Das Hanauer Becken wird mit dieser Publikation von Westen nach Südosten in die Abschnitte ***I*** bis ***VI*** untergliedert.

Baugrundgeologie und die Einführung stratigraphischer Einheiten (insbesondere die heute hierauf basierenden gültigen Formationen) spielen seit Anfang des 19. Jahrhunderts eine immer größere Rolle im Frankfurter Raum – ihre Zusammenhänge und die Identifikation wichtiger Leithorizonte werden erläutert sowie ein historischer Überblick zur geologischen Erforschung der tertiären Sedimente des Frankfurter Raums gegeben.

Abstract

In the city of Frankfurt a.M. (western margin of the Hanau Basin) bituminous, argillaceous sediments in the lower part of the Frankfurt Formation (Upper Hydrobia Beds) were investigated. These layers are famous for their abundance of fossils, especially fishes of the genera *Gobius* and *Morone* and minor occurrence of cyprinids, embedded in bituminous calcareous mudstones. Micropalaeontological investigations showed that accumulations of fish skeletons often occur in the neighbourhood of calcareous nannoplankton layers (e.g. *Coccolithus pelagicus*). Detailed sampling from the „WestendDuo“ site al-

[1] Prof. Dr. Erlend Martini, Parkstr. 40, 61476 Kronberg im Taunus;
[2] Dipl.-Geol. Wolfgang Schiller, Institut für Geowissenschaften, Goethe-Universität, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt a.M.; (korrespondierender Autor: W.Schiller@em.uni-frankfurt.de).
[3] Wolfgang Ott, Fritz-Remy-Str. 13/9, 63071 Offenbach/Main
[4] Memorial für Nachrichtsbl. Deutsch. Malakozool. Ges. Manfred Keller siehe http://www.steinkern.de/files/mk.pdf

lowed the identification of a new distinct layer with the nannoplankton species *Coccolithus pelagicus*, called layer +21. In addition Martini & Schiller (2017) described the nannoplankton species *Hymenomonas kelleri* and the dinoflagellate species *Scrippsiella francofurtana*.

For better understanding of the detailed stratigraphy of the succession, data and samples of neighbouring localities were used, see Wiesner (1967, 1970), Best (1975), Martini (1988) and Martini et al. (2004) and correlated with layers of the AfE-drillcore 1971. In the Frankfurt city area the Frankfurt Formation is obviously more differentiated and of higher thickness than equivalent sediments in the Hanau region, therefore the former term Frankfurt Subbasin (Triebel 1967) is reasonable. In this publication the Hanau Basin is divided from west to southeast into parts ***I*** to ***VI***. The importance of engineering geology and the introduction of stratigraphic units (especially the derivation of valid formations in our days) is steadily increasing since the early 19th century in the region of Frankfurt. The identification and the value of index horizons is discussed. A historic overview on the geological research of tertiary sediments in the Frankfurt area is presented.

Inhalt

1	Das tiefere Miozän (Hydrobien-Schichten) im Frankfurter Raum und Hanauer Becken	88
2	Abgrenzung und Erstreckung vom Hanauer Becken und Frankfurter Teilbecken	95
3	Geologische Untersuchungen im Frankfurter Stadtgebiet	97
4	Lagerungsverhältnisse	106
5	Aufschlussverhältnisse im Untersuchungsgebiet	107
6	Material und Methoden	108
7	Profilaufnahmen in der Baugrube „WestendDuo“	111
8	Sedimente in der Baugrube „WestendDuo“	115
9	Fossilgruppen in der Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten), Frankfurter Teilbecken	117
10	Zusammenfassung und Diskussion	127
11	Schriftenverzeichnis	128

1 Das tiefere Miozän (Hydrobien-Schichten) im Frankfurter Raum und Hanauer Becken

Frankfurt am Main liegt aus strukturgeologischer Sicht am nordöstlichen Ende des Oberrheingrabens (vgl. Abb. 1) und gehört entsprechend der Definition nach Golwer (1968: 158) zum Hanauer Becken (vgl. auch Picard 1968: pl. 1). Tektonische Störungen im westlichen Teil der Stadt Frankfurt weisen deutliche Strukturmuster auf, die mit den Randverwerfungen des Oberrheingrabens im Zusammenhang stehen.

Die fazielle Ausbildung der Wiesbaden-Formation und Frankfurt-Formation (ehem. Hydrobien-Schichten) im tieferen Miozän mit besonderer Fossilführung im Frankfurter Raum unterscheidet sich deutlich von seinen zeitgleichen Ablagerungen im Oberrheingraben und Hanauer Becken. Der Name „Hanauer Becken“ fand schon bei von Reinach (1899: 3 u. 10) Verwendung, der „die Armuth an Versteinerungen der Tertiärschichten des Hanauer Beckens“ [im Gegensatz zu denen des eigentlichen Mainzer Beckens] besonders betonte. Bereits Wenz (1922: 6) trennte den östlichen Teil des Mainzer Beckens (im alten Sinne) aufgrund der eigenständigen Fazies als „Frankfurt-Hanauer Teilbecken“ ab. In dieser Tradition ist auch der Begriff „Frankfurter Teilbecken“ von Triebel (1967: 18 f.) aufzufassen, der diese Bezeichnung aufgrund der speziellen Fossilvergesellschaftung der „Hydrobien-Schichten“ (Wiesbaden- und Frankfurt-Formation) im Frankfurter Stadtgebiet benutzte. Aufgrund der mikropaläontologischen Ergebnisse der letzten Jahrzehnte scheint uns der Name Frankfurter Teilbecken durchaus gerechtfertigt zu sein.

Eine strukturgeologische Gliederung für das tiefere Miozän („Aquitan“) wurde bereits von Wagner (1959) für die überregionalen Sedimentationsräume Rheintalgraben, Mainzer Becken, „Gersprenz-Senke“ (südliche Hanau-Seligenstädter Grabensenke) und Wetterau auf einer Übersichtskarte dargestellt. Die Stadt Frankfurt gehört hier mit ihrem westlichen Teil noch zum Oberrheingraben mit einer „Grabenfazies des Aquitans im Rheintalgraben“. Diese besondere Fazies-Ausbildung lässt sich auch nach unserer Auffassung über das Frankfurter Teilbecken hinaus nicht weiter nach Osten in das Zentrale Hanauer Becken verfolgen.

Eine exakte Grenzziehung zwischen dem Hanauer Becken (sensu Golwer 1968) und den tektonischen Strukturen des Oberrheingrabens im Frankfurter Stadtgebiet wird durch die Überlagerung mächtiger quartärer Sedimente und anthropogene Einflüsse weitgehend verschleiert. Im Hanauer Becken stehen nachweislich tertiäre Sedimente vom Oligozän bis Mittel-Miozän, Basalte aus dem Mittel-Miozän sowie pliozäne limnisch-fluviatile Sedimente an. Die Verbreitung und Erhaltung von oligozänen Sedimenten scheint überwiegend

auf das westliche Hanauer Becken beschränkt zu sein, bedeutende Vorkommen wurden insbesondere im Raum Offenbach bekannt.

In tieferen Bohrungen wurde als Liegendes der tertiären Sedimente Rotliegend in unterschiedlichen Teufen angetroffen (z. B. Brauerei F. Reutlinger in Frankfurt-Sachsenhausen in von Reinach 1894, hier Rotliegend ab 283 m Teufe entspricht 250 m unter NN; Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle IV in Offenbach von 1979 in Kümmerle & Seidenschwann 1993: 287, hier Rotliegend ab 108 m Teufe entspricht 7 m unter NN).

Ältere anstehende Gesteine werden von Rotliegend-Sedimenten repräsentiert sowie dem randlichen Kristallin von Spessart und Odenwald. Die Ablagerungsbedingungen im Tertiär des Frankfurter Raums wurden maßgeblich durch die geologische Entwicklung im Oberrheingraben beeinflusst, wobei größere eigenständige Becken im Nordwesten (Mainzer Becken) und im Nordosten (Hanauer Becken) entstanden. Das Stadtgebiet Frankfurt besitzt im Miozän im Grenzbereich zwischen dem Oberrheingraben und dem Hanauer Becken eine besondere Schlüsselfunktion in Form einer Schwellenstruktur mit besonderen Faziesbedingungen und hoher Mächtigkeit organikreicher, feingeschichteter Sedimente der Wiesbaden- und Frankfurt-Formation (Hydrobien-Schichten).

Im Hanauer Becken veränderten tektonische Aktivitäten vom Oligozän bis Plio-/Pleistozän die Graben- bzw. Beckenstrukturen immer weiter nach Osten bis zum Spessartrand und gelten als Ursache für die uneinheitliche Verbreitung und unterschiedlichen Mächtigkeiten von Sedimenteinheiten.

Die von Golwer (1968) vorgeschlagene Abtrennung des östlichen Teils des Mainzer Beckens (sensu lato) als eigenständiges Hanauer Becken sollte nach heutiger Kenntnis besser als uneinheitlicher Beckenkomplex mit zeitlich unterschiedlichen tektonischen Ereignissen und damit verknüpften Ablagerungsbedingungen angesehen werden. Auf die Vielfalt kleinmaßstäblicher und komplizierter tektonischer Strukturen wurde bereits von Böhl (1928) speziell für den Frankfurter Osthafen und von Solle (1951) für das östliche Frankfurter Stadtgebiet hingewiesen (vgl. auch die Geol. Karte von Michels et al. 1929). Nach Solle (1951: 134) gab es im östlichen Frankfurter Raum „zu Beginn und zu Ende der Zeit des mittleren Rupeltons“ ausgeprägte Bruchtektonik mit einer späteren „Hauptphase im Altdiluvium“.

Im östlichen Hanauer Becken dürfte die Hauptphase der heute nachvollziehbaren tektonischen Aktivitäten im Pliozän stattgefunden haben (vgl. Harms 1999) und überprägte ältere tertiäre Ereignisse. Die zeitliche Reaktivierung von Horst- und Grabenstrukturen führte zu partiellen Abtragungsvorgängen, die eine horizontbeständige Verfolgung von kartierbaren, stratigraphischen und fossilführenden Einheiten im Gelände stark einschränken.

Die karbonatfreien und fossilleeren klastischen Ablagerungen im Grenzbereich vom Hanauer Becken zu den östlichen Randgebieten wurden von Golwer (1968: 176 ff.) trotz völlig unterschiedlicher Liefergebiete und unklarer stratigraphischer Stellung „im Aquitan“ als „Vilbeler Sande“ zusammengefaßt. Nach unserer Meinung sollte hierfür neutral der Terminus „Kalkfreie Randfazies“ (Radtke 2009: 32 f., Radtke 2011: 244 f.) aber mit entsprechender Lokalitätsangabe (z. B. Kalkfreie Randfazies im Raum Alzenau/Spessartkristallin) Verwendung finden.

Während im Frankfurter Stadtgebiet die für uns wichtigen Ablagerungen der Frankfurt-Formation karbonatisch bis mergelig ausgebildet sind („Frankfurter Schwelle“ mit einer Mächtigkeit von ca. 40 m), verändert sich die Fazies nach Osten im Raum Hanau (bei Bruchköbel mit einer deutlich verringerten Mächtigkeit von mind. 19 m, vgl. Tab. 3) immer mehr hin zu tonig-sandigen Ablagerungen (Renftel 1998).

Bei Großkrotzenburg und Hainstadt sind nur noch geringmächtige sandige Tone mit einer mergeligen Schicht, die u.a. *Hydrobia obtusa* führt, vorhanden (von Reinach 1899: 14).

Die rege Bautätigkeit in Frankfurt erlaubt Einblicke in den geologischen Untergrund, sei es durch Bohrungen, Baugruben oder durch den Bau und die Erweiterungen der U-Bahnstrecken seit 1962. Insbesondere lieferten die kontinuierlichen Profilaufnahmen von Kümmerle (1969, 1971, 1974) wertvolle und unwiederbringliche Einblicke in die Lagerungsverhältnisse und stratigraphische Abfolge entlang der U-Bahnlinien im Frankfurter Stadtgebiet. Diese spiegeln sich in einer detaillierten Kartendarstellung für das Gebiet wider (Kümmerle 1974: Abb. 1).

Auch wenn auf den Geologischen Karten von Hessen, Blatt 5818 Frankfurt a.M. Ost (Kümmerle & Seidenschwann 1993) und Blatt 5817 Frankfurt a.M. West (Kümmerle & Seidenschwann 2009) die flächige Darstellung der Tertiär-Verbreitung wegen quartärer Überdeckung dürftig erscheint, so ist doch unter Berücksichtigung der bekannten Bohrungen die Verbreitung und Lagerung der Sedimente und der Basalte aus den Kartenanlagen (Profilschnitte) gut erkennbar. Die ältesten heute noch erhaltenen tertiären Sedimente (Oligozän: Meeressand = Alzey-Formation, Rupelton = Bodenheim-Formation) lagern im Osten Frankfurts dem Frankfurt-Offenbacher Rotliegend-Horst auf, einer Verlängerung des Sprendlinger Horstes nach Norden.

Aus historischer Sicht (vgl. Schellmann 1981, 1983) liegt das Stadtgebiet von Frankfurt am Main ungefähr an der östlichen Grenze des ursprünglich festgelegten Mainzer Beckens im Sinne von Lepsius (1883). Wenz (1914, 1921) ging von einem deutlich erweiterten Ablagerungsraum des Mainzer Beckens aus und zog die nordöstlich und östlich angrenzenden Randgebiete aufgrund vergleichbarer Vorkommen von Fossilien mit ein. Der ehemals östliche Teil des Mainzer Beckens (im Sinne von Wenz 1921: 18 ff.) wurde schließlich von Golwer (1968: 158) als eigenständiges Hanauer Becken bezeichnet, welches das Gebiet von Frankfurt a.M. und die Hanau-Seligenstädter Senke mit ihren Randgebieten umfasst. Nach diesem Autor bildete sich an der Wende zum Unter-Miozän in Verlängerung

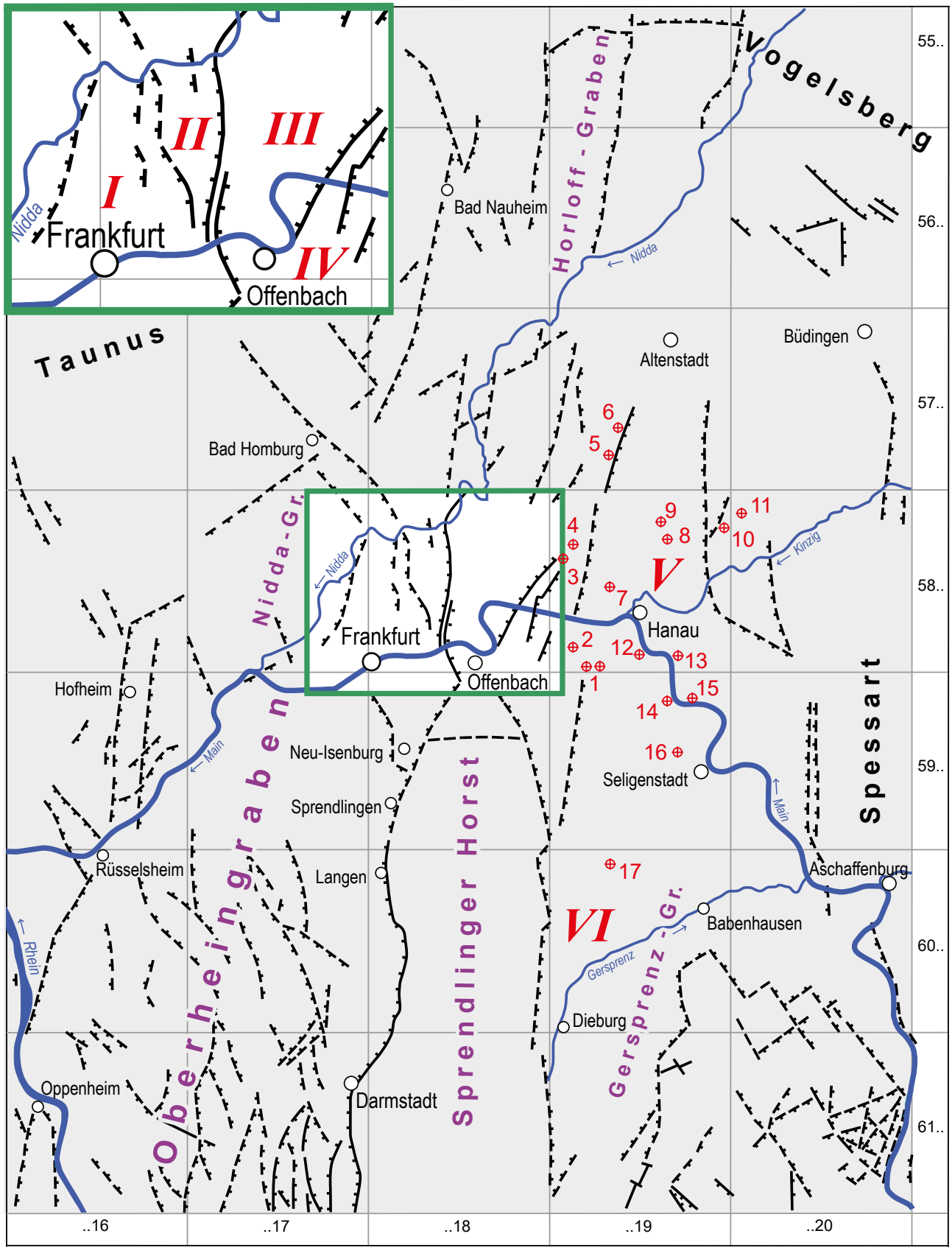

I
II
III
IV
Nidda
Frankfurt
Offenbach
Taunus
Vogelsberg
Horloff-Graben
Bad Nauheim
Nidda
Altenstadt
Büdingen
Bad Homburg
Nidda-Gr.
Nidda
Frankfurt
Offenbach
Kinzig
V
Hanau
Spessart
Hofheim
Main
Neu-Isenburg
Seligenstadt
Main
Sprendlingen
Rüsselsheim
Langen
Sprendlinger Horst
Aschaffenburg
Rhein
Oberheingraben
VI
Babenhausen
Gersprenz
Gersprenz-Gr.
Dieburg
Oppenheim
Darmstadt
55..
56..
57..
58..
59..
60..
61..
..16
..17
..18
..19
..20

Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte vom nördlichen Oberrheingraben und dem Hanauer Becken mit Lage der Stadt Frankfurt am Main. Karte umgezeichnet und ergänzt nach ANDERLE (1974), vgl. auch Karten von GOLWER (1968), HARMS (1999) und HOSELMANN et al. (2018).
Die Zahlen an Ordinate und Abszisse ergeben die jeweilige Blattnummer (z. B. 5818 = Bl. Frankfurt a.M. Ost)
In Ergänzung zu GOLWER (1968: Abb. 1) unterteilen wir das Hanauer Becken in die 6 Teilabschnitte Frankfurter Teilbecken (***I***), mit den im Osten anschließenden Strukturen Riederwald-Horst (***II***), Scholle Fechenheim/Offenbach (***III***), Hochstadt-Horst (***IV***) (siehe Kartenausschnitt oben links), das Zentrale Hanauer Becken (***V***) mit nachweislicher Verbreitung der Frankfurt-Formation und dem südlich anschließenden Gersprenz-Graben (sensu KOWALCZYK 2001) (***VI***).

Östlich des Frankfurter Teilbeckens (***I***) wurden wichtige aktuelle und historische Fundpunkte (1 bis 16) von Sedimenten mit entsprechenden Mikrofossilien der Frankfurt-Formation eingezeichnet, die als Nachweis für die Verbreitung der Frankfurt-Formation im Zentralen Hanauer Becken (***V***) dienen.
Ergänzend wurde mit dem Fundpunkt 17 („Leimenkaute", südl. Nieder-Roden, KLEMM 1894) das vermutlich einzig sichere sedimentäre Miozän-Vorkommen (Rüssingen-Formation = *inflata*-Schichten) in dem Gersprenz-Graben (***VI***) auf der Karte eingetragen.

1. Lämmerspiel (Stadt Mühlheim): „Brunnengrabung", Gobiiden; KINKELIN (1892), SCHOTTLER & HAUPT (1923: 83). Lämmerspiel: „Bohrung nähe Trappsteinbruch", Gobiiden; VON REINACH (1899), SCHOTTLER & HAUPT (1923: 83 f.), TK 25, Bl. 5819 Hanau. Hausen (Stadt Obertshausen) „ehem. Grube am Steinheimer Weg", Gobiiden; SCHOTTLER & HAUPT (1923: 82 f.), TK 25, Bl. 5919 Seligenstadt.
2. Dietesheim (Stadt Mühlheim): „Bohrloch 80", Offenbacher Wasserwerk am Lämmerspieler Weg, Gobiiden; SCHOTTLER & HAUPT (1923: 133 f.). TK 25, Bl. 5819 Hanau.
3. Hochstadt (Stadt Maintal): „Alter Steinbruch" („1200 m entfernt von der Lokalität Hartig", WENZ 1916: Fig. 8). Erster Hinweis auf Obere Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) auf TK 25, Bl. 5719 Hanau mit unklaren Lagerungsverhältnissen. Neuere Proben aus Hochstadt bestätigen Sedimente der Frankfurt-Formation aufgrund von Mikrofossilien (RENFTEL 1992: 24, 1998: 41). Das Material stammt von einer Fundamentgründung mit 8,50 m Tiefe (Bezugshöhe 120 m über NN, Areal der Fa. Höhl, R: 3488790, H: 5588030) und enthält ein noch nicht beschriebenes Vorkommen der Nannoplankton-Art *Reticulofenestra francofurtana* (nur 2 kleine Proben, leg. u. coll. L.-O. RENFTEL 1990, MARTINI bislang unveröff.).
4. Wachenbuchen (Stadt Maintal): „ehem. Baugrube", Mikrofossil-Zone 8, TK 25, Bl. 5819 Hanau: R: 348995, H: 555917; „Feldscheune", Mikrofossil-Zone 9, TK 25, Bl. 5819 Hanau: R: 349006, H: 555948, Mikrofauna; WIESNER (1967).
5. Ostheim (Stadt Nidderau): „ehem. Ziegeleigrube, nordwestlicher Grubenbereich", Mikrofossil-Zone 10, TK 25, Bl. 5719 Altenstadt: R: 349246, H: 556530, Gobiiden; WIESNER (1967).
6. Ostheim (Stadt Nidderau): „Wasserbohrung Ostheim I", Mikrofossil-Zone 8-10, TK 25, Bl. 5719 Altenstadt: R: 349364, H: 556742, Gobiiden; WIESNER (1967), REICHENBACHER (2000).
7. Wilhelmsbad (Stadt Hanau): „Bohrung von 1896" (47,5 m Gesamttiefe) der Wetterauer Braunkohlen-Gewerkschaft, „400 Schritte" nördl. Basaltsteinbruch, TK 25, Bl. 5819 Hanau, Gobiiden bei 13,45 m; VON REINACH (1899: 60).
8. Bruchköbel: „Bohrung Nr. 45 (A/80 – B5)" von 1980 auf TK 25 Bl. 5819 Hanau: R: 3495460, H: 5558760, Gobiiden; KÜMMERLE (1981), RENFTEL (1998). Siehe auch unsere Tab. 3.
9. Bruchköbel: Bohrungen, Gobiiden; „Bohrung 32 Oberissigheim" auf TK 25, Bl. 5819 Hanau: R: 3497100, H: 5562250, VON REINACH (1899: 63 f.), „Bohrung Bruchköbel" (ohne weitere Lokalitätsangabe) in W. WEILER (1963: 44-46), REICHENBACHER (2000: 32) auf TK 25, Bl. 5819 Hanau.
10. Langendiebach (Stadt Erlensee): „Aufschluss bei der Untermühle", TK 25 Bl. 5819 Hanau: R: 349952 H: 556040, Mikrofossil-Subzone 9 (evtl. 8); RENFTEL (1998: 43).
11. Ravolzhausen (Gemeinde Neuberg): „Tongrube", Mikrofossil-Zone 8 und 9, TK 25, Bl. 5820 Langenselbold: R: 350063, H: 556082, Mikrofauna; WIESNER (1967), SCHELLMANN (1973).
12. Groß-Steinheim (Stadt Hanau): „Bohrung Brauerei Jung 1901", Gobiiden; SCHOTTLER & HAUPT (1923: 135 f.). TK 25, Bl. 5819 Hanau.
13. Großauheim (Stadt Hanau): „Bohrung an der ehem. Kunstseidefabrik am Mainufer nördl. Groß-Auheim", Gobiiden; VON REINACH (1899), SCHOTTLER & HAUPT (1923: 136 f.). TK 25, Bl. 5819 Hanau.
14. Hainstadt (Gemeinde Hainburg a. M.): „temporärer Aufschluss am Mainufer" Gobiiden; SCHOTTLER (1922: 17), HÄUSER (1961), W. WEILER (1961, 1963), REICHENBACHER (2000). TK 25, Bl. 5919 Seligenstadt.
15. Großkrotzenburg: „Main-Aushub Schleusen-Neubau von 1980", Mikrofossil-Zone unklar (nach Fisch-Resten vermutl. Subzone 10b, REICHENBACHER 2000), TK 25, Bl. 5919 Seligenstadt: R: 3497277, H: 5549234, Gobiiden: EIKAMP & KÖNIG (1981), REICHENBACHER (2000: 47), höher-diverse Nannoplankton-Gemeinschaft der Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) MARTINI (1987).
16. Froschhausen (Stadt Seligenstadt): „Bohrung 10", Gobiiden; SCHOTTLER & HAUPT (1923). TK 25, Bl. 5919 Seligenstadt.
17. Nieder-Roden (Stadt Rodgau): „ehem. Leimenkaute", „Corbiculakalk" mit *Hydrobia inflata*, KLEMM 1894: 11), Rüssingen-Formation. TK 25, Bl. 6019 Babenhausen.

des Sprendlinger Horstes in Richtung Norden bis Kilianstädten eine Schwellenstruktur aus, die als „Frankfurter Schwelle“ und bei anderen Autoren auch als „Frankfurter Horst“ (u.a. Wenz 1931, Golwer & Anderle 1980, Anderle 2009) bezeichnet wurde. Ursprünglich stammt der Terminus „Horst von Frankfurt-Offenbach“ von Wenz (1914: 103), der bereits die eigenständige Faziesentwicklung der tertiären Schichten im Frankfurter Raum erkannt hatte.

Die nicht klar definierten und nicht eindeutig benutzten Begriffe „Frankfurter Schwelle“ und „Frankfurter Horst“ können nach unserer Ansicht nicht synonym verwendet werden. Im Frankfurter Raum werden wichtige tektonische Bewegungen, die zur Hebung des „Frankfurter Horstes“ führten, erst nach der Ablagerung der Sedimente der Wiesbaden- und Frankfurt-Formation deutlich (vgl. Golwer 1968: Abb. 7).

Bereits 1951 stellte Solle die tektonischen Horst- und Grabenstrukturen mit Rupelton (heute Bodenheim-Formation und Rotliegend im östlichen Frankfurter Stadtgebiet auf einer geologischen Karte detailliert dar. Er unterschied den rheinisch streichenden westlichen Riederwald-Horst und eine östliche Struktur, den sogenannten Hochstadter Horst (Hochstadt-Horst), die beide im Süden an die von tertiären Sedimenten bedeckte Fortsetzung des Sprendlinger Horstes anschließen. Im Gegensatz zu Solle (1951) stellte Kümmerle (1993) die tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiet (GK 25 Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost) aufgrund der hohen Bebauungsdichte vereinfacht dar, lässt aber auf der Kartendarstellung die Fortsetzung des Riederwald-Horstes nach Norden in Richtung Bad Vilbel deutlich erkennen.

Eine generalisierte Interpretation der tektonischen Strukturen im Gebiet zwischen Frankfurt a.M. (u.a. das gesamte Gebiet vom Bad Vilbel-Kaiserlei-Horst und dem Oberdorfelden-Hochstadt-Horst als „Frankfurter Horst“ zusammengefasst) und der Hanau-Seligenstädter Senke im Tertiär bis Quartär erfolgte in einer Arbeit von Lang (2007: Abb. 21), in der jedoch leider die wichtige und wesentliche Untergliederung von Miozän und Oligozän unterblieb.

Die Verbreitung der tertiären Sediment-Einheiten, dargestellt in paläogeographischen Kartenskizzen, wurde zunächst von Wenz (1921) und später von Golwer (1968) rekonstruiert und dienen u.a. bis heute auch für das Verständnis der kleinräumigen Tektonik.

Ein grundlegendes Abgrenzungskriterium zur Unterscheidung der Ablagerungsräume im Hanauer Becken ist für Golwer (1968: 172 u. Abb. 7) die Aussage „die untermiozänen Sedimente der Frankfurter Schwelle unterscheiden sich von denen der Hanau-Seligenstädter Senke und des Oberrheingrabens durch geringere Mächtigkeiten und eine kalkigere Ausbildung“.

Die u.a. von Golwer (1968: 170 f.) erwähnte wichtige 160 m tiefe Bohrung B5 nördlich von Großkrotzenburg zur Erschließung von Grundwasser für die Stadtwerke Hanau durchörterte von ca. 30 m bis ca. 155 m eine „untermiozäne“ Schichtenfolge mit einigen kalkhaltigen Abschnitten. Sie wurde von dem Autor pauschal als „Aquitan in der Fazies der Vilbeler Sande“ bezeichnet. Diese grobe stratigraphische Einstufung erfolgte allerdings anhand rein lithologischer Kriterien ohne eine absichernde paläontologische Bearbeitung der Karbonatlagen und damit möglicher Bestimmung von Mikrofossil-Zonen nach Wiesner (1967). Die sandige Randfazies im „Aquitan“ („Vilbeler Sande“) soll sich vom Spessartrand bei Alzenau bis fast an den Main bei Großkrotzenburg erstrecken. Hierbei unbeachtet blieben jedoch die schon 1899 von von Reinach aus der unmittelbaren Nachbarschaft zur Bohrung B5 beschriebenen und kartierten Hydrobien-führenden „Corbicula-Schichten“ mit Aufschlüssen am Mainufer bei Großkrotzenburg (vgl. Abb. 1: Loc. 15). Später beschrieb W. Weiler (1961) von einer benachbarten Fundstelle am gegenüberliegenden Mainufer bei Hainstadt (vgl. Abb. 1: Loc. 14) die ersten Skelette von *Gobius francofurtanus* Koken, 1891 aus „*Corbicula*-Schichten“ (übernommene falsche stratigraphische Einstufung, korrekte Zuordnung heute: Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten) im östlichen Hanauer Becken.

Die von Golwer (1968) benutzten Termini Hanauer Becken und Hanau-Seligenstädter Senke sollten nicht als Synonyme verwendet werden, da die Vielzahl der tektonischen Abläufe (Oligozän bis ins Pleistozän) im Hanauer Becken zeitlich begrenzte Absenkungs- und Schüttungsereignisse widerspiegeln.

Von geologisch überregionalem Interesse für das Hanauer Becken sind vor allem die marinen und brackischen karbonatischen und tonigen Sedimente im Oligozän und Miozän, deren Herkunft von einer Verbindung zum Oberrheingraben abgeleitet werden kann. Untergeordnet ist auch ein Sedimenttransport aus Norden über die Hessische Senke durch Nannoplankton nachgewiesen (Martini 1987).

Plio-pleistozäne terrestrische Sedimente, insbesondere Tone, Sande und Kiese und auch Flöze von Weichbraunkohle sind hingegen charakteristisch für die Landschaftsgestaltung der Hanau-Seligenstädter Senke, die nahezu nahtlos nach Norden in die Wetterau und im Osten bis zum Rand des kristallinen Spessart und Odenwalds übergeht. Der Begriff Hanau-Seligenstädter Senke wird in der Literatur auch eher als Quartär-geprägte geographische Einheit verwendet.

Anderle (1970: Fig. 1, 1974: Fig. 1) verwendete auf seinen Kartendarstellungen ebenfalls den Begriff Hanau-Seligenstädter Senke, ohne die Begrenzung des eigentlichen Hanauer Beckens klarzustellen.

Entsprechend den tektonischen Kartenskizzen von Anderle (1970: 99 und 1974: Fig. 1) liegt unser Untersuchungsgebiet (westliches Stadtgebiet Frankfurt a.M.) nordwestlich des Rotliegend-geprägten Sprendlinger Horstes, im Bereich der „Frankfurter Schwelle“ und kann als der wesentliche Bereich des Frankfurter Teilbeckens mit seiner dominierenden Frankfurt-Formation angesehen werden.

Das tektonische Störungsmuster des Oberrheingrabens erfährt südlich des Taunus und im Westteil von Frankfurt eine Aufspaltung in kleinere Einheiten, wie z. B. Nidda-Graben und Homburger-Graben (vgl. ANDERLE 1974: Abb. 1 und 2009: Abb. 15 und unsere Abb. 1). Im Westen grenzt das Frankfurter Teilbecken an die Grabenschulter des Nidda-Grabens.

Nach Osten hin schließen sich der Riederwald-Horst, die Fechenheim-Offenbach Scholle und der Hochstadt-Horst an (siehe Abb. 1 und SOLLE 1951). In Richtung Hanau folgt der zentrale Teil des Hanauer Beckens, wo karbonatische Sedimente der Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten) sowie partiell auch ältere oligozäne und miozäne Ablagerungen nachgewiesen wurden. Die exakte Begrenzung des Hanauer Beckens mit seinen unterschiedlichen Liefergebieten, insbesondere im Osten und Süden, wird von den verschiedenen Bearbeitern unterschiedlich gedeutet und oftmals dort auch verallgemeinert als Hanau-Seligenstädter Senke bezeichnet. Für das südöstliche Randgebiet des Hanauer Beckens findet man in der Literatur gelegentlich die Bezeichnungen Gersprenz-Senke (WAGNER 1959), Dieburger Bucht oder Dieburger Becken (DERSCH-HANSMANN & HUG 2004) und auch Gersprenz-Graben. In Analogie zum Namen Sprendlinger Horst bezieht sich die Bezeichnung Gersprenz-Graben auf eine tektonische Struktur, die in ihrer Anlage bereits im Rotliegend aktiv war. Im Tertiär wurden diese Horst- und Grabenstrukturen reaktiviert (KOWALCZYK 2001).

Solange es keine näheren stratigraphischen Einstufungen der ungegliederten miozänen karbonatischen Ablagerungen „mit flächiger Verbreitung unter jüngerer Bedeckung“ nordöstlich von Dieburg gibt (siehe HARMS 1999: Geol. Karte), ist es unklar, wo die Grenze zwischen dem zentralen Teil des Hanauer Beckens und den von uns favorisierten Bezeichnungen Gersprenz-Senke bzw. Gersprenz-Graben liegt (siehe hierzu auch SCHOTTLER 1922: 19).

Die unter- bis mittelmiozänen vorwiegend kalkig-tonigen brackischen Sedimente der Hydrobien-Schichten erreichen im Frankfurter Teilbecken (Großraum Frankfurt) auffallend hohe Mächtigkeiten (ca. 100 m und sogar 154 m nach THEOBALD & LUDWIG 1858: 23 ff.) mit einer Arten- und Individuen-reichen Fossilführung, die im eigentlichen Hanauer Becken unbekannt ist (vgl. Tab. 3). Im östlichen Hanauer Becken, östlich des Mains bis zum Spessartrand (bis zu den N-S streichenden Spessart-Randverwerfungen), dominiert dagegen die „Kalkfreie Randfazies“ (ohne brackischen bzw. marinen Einfluss), die eine genauere stratigraphische Einstufung bzw. Korrelation mit den Schichtgliedern im zentralen Teil des Hanauer Beckens stark beeinträchtigt.

Nach Norden und Nordosten, im Übergang zur Wetterau und zum Amöneburger Becken, scheint eine deutliche Abnahme der Mächtigkeiten der Hydrobien-Schichten vorzuliegen. Das nördlichste bislang bekannte Vorkommen der Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) mit *Gobius francofurtanus* wurde von SCHENK (1964: 238 f.) aus einer Wassererschließungsbohrung bei Allertshausen (TK 25, Bl. 5319 Londorf) beschrieben.

Eine tektonische Abgrenzung der miozänen Beckenstrukturen, insbesondere des Frankfurter Teilbeckens wird durch jüngere Tektonik, vulkanische Ereignisse und mächtige plio-/pleistozäne Ablagerungen erschwert (vgl. ANDERLE 1974 und unsere Abb. 1). Nach unserer Meinung kann der Begriff Frankfurter Teilbecken synonym für das westliche Hanauer Becken (im Sinne GOLWERS) verwendet werden.

Eine überregionale und stark vereinfachte Rekonstruktion der Liefergebiete von Sedimenten und deren Transportrichtungen kann der Darstellung von SISSINGH (2003) für verschiedene Zeitintervalle im Tertiär entnommen werden.

Die feinkörnigen brackischen, untergeordnet marinen und limnischen Ablagerungen, mit örtlich mehr als 100 m Mächtigkeit, werden im Frankfurter Stadtgebiet von den hier tätigen Bauingenieuren gerne als „Frankfurter Ton“ bezeichnet. Dieser umfasst nach MURAWSKI (1975) eine inhomogene Abfolge von Sedimenten mit unterschiedlichen bodenmechanischen Eigenschaften. Der „Frankfurter Ton“ entspricht etwa der Abfolge der Hydrobien-Schichten und dem überlagernden Landschneckenmergel (heute Wiesbaden- bis Frankfurt-Formation und überlagernde Niederrad-Formation) (SOMMER et al. 1982, KATZENBACH et al. 2002, KATZENBACH 2006).

Im tieferen Untergrund schließen sich hieran die „Frankfurter Kalke“ (etwa *inflata*-Schichten, heute Rüssingen-Formation, mit liegenden Cerithien-Schichten, vgl. KATZENBACH et al. 2002) und der „Offenbacher Ton“ (KRAJEWSKI & REUL 2003) gemäß der Terminologie der Bauingenieure an. Letzterer entspricht dem oligozänen fossilführenden Rupelton (heute Bodenheim-Formation), der u. a. beim Bau der S-Bahnlinie in Offenbach angetroffen wurde (vgl. OTT 1999).

In der Vergangenheit wurde für den Übergang von den ursprünglichen „Cerithien-Schichten“ zu den „Hydrobien-Schichten“ der dehnbare Begriff „*Corbicula*-Schichten“ verwendet, der nach heutiger Definition jedoch mehr als die „*inflata*-Schichten“ umfasste (SCHÄFER & KADOLSKY 2002, vgl. auch SANDBERGER 1863, WENZ 1921: 155). Insbesondere sind in der älteren Literatur „Hydrobien-Schichten“ im Hanauer Raum oftmals falsch als „*Corbicula*-Schichten“ bestimmt worden (u.a. SCHOTTLER 1922: 17, SCHOTTLER & HAUPT 1923: 83 f., 134 ff., WEILER, W. 1963: 40, 44 ff., 58). Damalige Funde von Gobiiden-Otoliten in diesen Schichten ermöglichen heute eine Korrektur der stratigraphischen Zuordnung in die Frankfurt-Formation.

Die von früheren Autoren benutzten stratigraphischen Einteilungen basierten vornehmlich auf unterschiedlichen Fossilgruppen oder -gemeinschaften, zum Teil auch mit zahlreichen späteren Fehlinterpretationen (z. B. Reichweiten bestimmter Fossilien). Erschwerend für die großräumliche Beurteilung der stratigraphischen Einheiten wirkten sich auch die unterschiedlichen Ansichten der Bearbeiter bezüglich der Beckengröße und Faziesbereiche aus. Grundlegende Untersuchungen wurden von BRAUN (1850/51), SANDBERGER (1863), KINKELIN

(1884), Steuer (1909) und Wenz (1921) veröffentlicht, die wir den modernen Ergebnissen von Wiesner (1967), Best (1975) und den Daten der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011) in Tab. 1 gegenüberstellen.

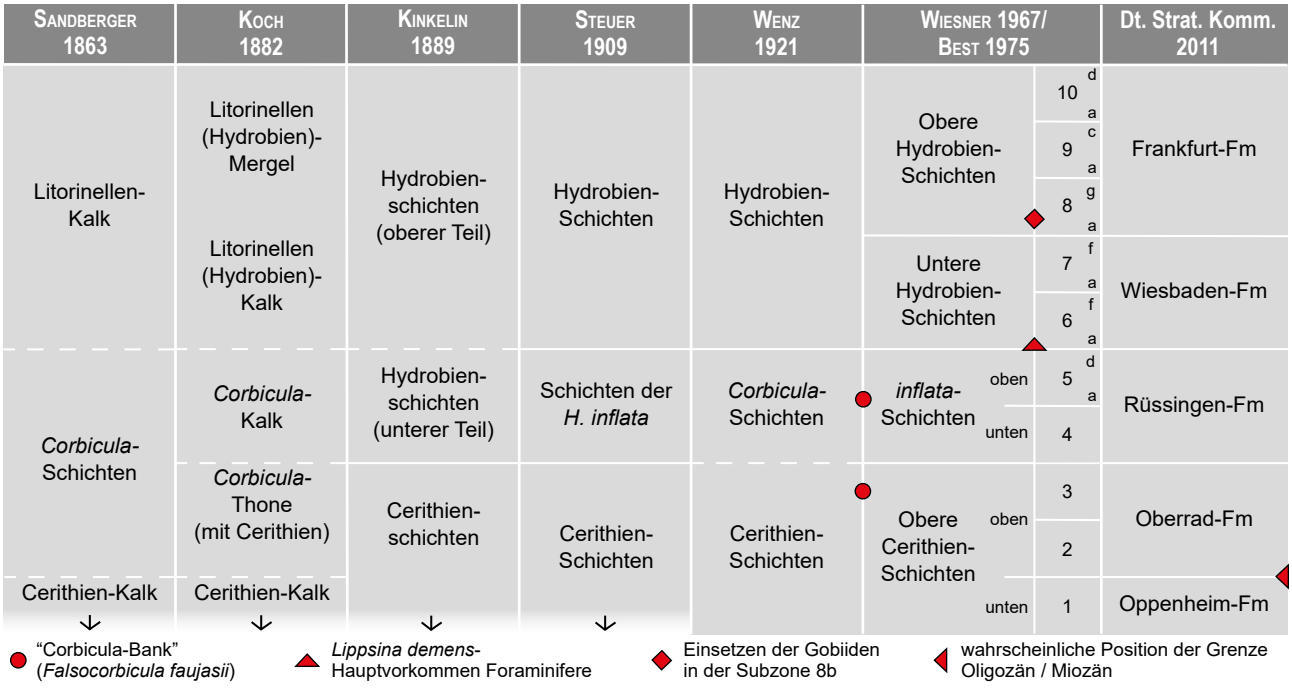
Mit der Einführung und Neubenennung kartierbarer, d.h. mit lithologischen Eigenschaften zu unterscheidenden Formationen, wurden die bisherigen Hydrobien-Schichten in die Wiesbaden-Formation (entspricht den Unteren Hydrobien-Schichten, Reichenbacher & Keller 2002) und Frankfurt-Formation (entspricht den Oberen Hydrobien-Schichten, Radtke & Martini 2008) untergliedert. Während die Wiesbaden-Formation im Mainzer Becken und westlichen Hanauer Becken (oberflächennah) gut aufgeschlossen ist und wissenschaftlich eingehend bearbeitet wurde, wurde die ca. 40 m mächtige Frankfurt-Formation im Raum Hanau weitgehend nur aus Bohrungen bekannt und kaum feinstratigraphisch bearbeitet. Im Mainzer Becken ist sie hingegen nur noch rudimentär erhalten (Martini 1988: 213, Radtke & Martini 2008: 55 f.).

Die Frankfurt-Formation kann auf Grund von Mikrofossilien in die Zonen 8 bis 10 nach Wiesner (1967) und noch genauer in die Subzonen 8a-g, 9a-c und 10a-d nach Best (1975) unterteilt werden. Palynologische Untersuchungen an organikreichen tertiären Sedimentproben (u.a. Hydrobien-Schichten) aus Bohrungen im Frankfurter Raum erlauben zusätzlich die stratigraphische Einordnung in die Verhältnisdarstellung von Pollenspektren nach Pflug (Hottenrott 1988: 119 f.).

Die Sedimentfolgen in einzelnen Bohrungen im Hanauer Raum weichen durch kleinräumige Besonderheiten des Ablagerungsraumes im Detail vom Standard-Profil ab, wie es in Radtke & Martini (2008: Abb. 3) dargestellt ist. Der Grund hierfür sind die regionalen und räumlichen Besonderheiten eines von Aussüßung bzw. von Eindampfung betroffenen Beckens und teilweise abgeschnürten Beckenbereichs und dessen Beziehungen zu seinen Randgebieten.

Die Ton-, Schluff- und Karbonatgesteine der Frankfurt-Formation entstanden durchweg unter Wasserbedeckung mit unterschiedlichen Strömungsverhältnissen, wobei die Salinität bei offensichtlichen Schwankungen vom Älteren zum Jüngeren allgemein abnimmt (Best 1975). Trockenrisse in Mergeltonen der Hydrobien-Schichten veranlassten Golwer (1968: 175) geringe Wassertiefen im Bereich der „Frankfurter Schwelle“ anzunehmen, wo auch „kurzzeitig Teilgebiete als Inseln aus dem Wasser herausragten“. Auch wenn es zahlreiche paläontologische Hinweise auf randmarine bis brackige Verhältnisse gibt, können über die Verbindungswege zu den damaligen Meeren bislang nur unzureichende Vermutungen angestellt werden (vgl. Martini 1990, Berger et al. 2005, Reichenbacher et al. 2007). Insbesondere zeigt die miozäne Fossilgemeinschaft

Tab. 1: Gegenüberstellung von älteren und modernen stratigraphischen Einheiten im Frankfurter Raum.
Ansichten von Sandberger (1863), Koch 1882, Kinkelin (1889), Steuer (1909) und Wenz (1921) über die stratigraphische Abfolge der Sedimente im tiefen Miozän im Mainzer- und Hanauer Becken im Vergleich zu der heute gültigen Formations-Einteilung (Stratigraphische Subkommission Tertiär 2011). Die detaillierten Arbeiten von Wiesner (1967) und Best (1975) im Frankfurter Teilbecken bilden unverändert hierzu mit ihren mikropaläontologischen Zonen bzw. Subzonen auch überregional die Grundlage für die feinstratigraphische Gliederung.
Hinweis: Die Darstellung ist weder zeit- noch mächtigkeitsbezogen.



von Großkrotzenburg (Zentrales Hanauer Becken, Frankfurt-Formation, siehe Abb. 1) eine komplexe Vergesellschaftung von Nannoplankton (Martini 1987) mit Herkunft aus dem Norden (Nordseebecken) und Gobiiden mit Herkunft aus dem Süden (Paratethys). Die beim Schleusenausbau 1980 bei Großkrotzenburg geborgenen anstehenden fossilreichen, karbonatischen Sedimente unterscheiden sich schon rein lithologisch durch ihre Glimmerführung (benachbartes Spessartkristallin), eine deutliche Verfestigung bzw. Kompaktion und auch mikropaläontologisch von der Fazies im Frankfurter Raum.

Temporäre Aufschlüsse in Form von größeren und tiefreichenden Baugruben im Stadtgebiet von Frankfurt (vgl. Abb. 3a) erlauben es, die durch Bohrungen gewonnenen Daten zu vervollständigen. Nachdem der Grenzbereich Wiesbaden-/Frankfurt-Formation in der Baugrube des „Allianz-mainBuilding“ Gebäudes in der Taunusanlage 14-20 mit den Nannoplankton-Lagen +18 und +19 näher untersucht werden konnte (Martini et al. 2004), folgte eine erste detaillierte Beschreibung des überlagernden Abschnitts mit der beginnenden Besiedlung durch Gobiiden-Arten (Meergrundeln) und der Nannoplankton-Lage +20 sowie der neu beschriebenen Lage +21 (Martini & Schiller 2017). Das hierfür zugrundeliegende Probenmaterial stammte aus der Baugrube des sogenannten „WestendDuo“ Hochhauses (Bockenheimer Landstraße 24, TK 25 Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, R: 3476220 H: 5553500), das von Manfred Keller und Wolfgang Ott während der Bauphase im Winter 2004/05 geborgen und wissenschaftlichen Untersuchungen zugänglich gemacht wurde.

2 Abgrenzung und Erstreckung vom Hanauer Becken und Frankfurter Teilbecken

Moderne Darstellungen und Abgrenzungen des Hanauer Beckens erfolgten in den letzten Jahren von verschiedenen Autoren in Anlehnung an die generalisierte Definition von Golwer (1968) unter besonderer Berücksichtigung tektonischer Strukturen, die im Zusammenhang mit dem Oberrheingraben stehen. Maßgebliche Übersichtskarten für das Gebiet zwischen Taunus, Wetterau, Vogelsberg, Spessart sowie Sprendlinger Horst und Oberrheingraben wurden von Anderle (1970, 1974) publiziert und dienen seitdem als Grundlage für weitere Interpretationen (siehe Radtke 2012, Radtke 2021: 332 f., und diese Arbeit Abb. 1). Von einigen Autoren wurden die Begriffe Hanauer Becken und Hanau-Seligenstädter Senke nicht exakt voneinander getrennt, bzw. als gleichwertige Namen gebraucht. Entsprechend unseren Vorstellungen sollte der Begriff Hanauer Becken in Analogie zum Mainzer Becken für Sedimentvorkommen gebraucht werden, die marin bis brackisch geprägt wurden und überregionale biostratigraphische Korrelationen erlauben. Diese Sedimente gehören dem Oligozän und Miozän an und umfassen nach Golwer (1968) marinen Rupelton bis (weitgehend ausgesüßten) Landschneckenmergel. Die großflächige Erstreckung des Hanauer Beckens/Hanau Seligenstädter Senke (z. B. bei Radtke 2021: 332) kann auf den ersten Blick als maximale theoretisch anzunehmende Verbreitung der tertiären Sedimente angesehen werden. Zieht man aber nur die (fossilführenden) oligozänen und miozänen Sedimente in Betracht (ohne pliozäne Bedeckung), stellt man fest, dass diese Sedimente eine deutlich geringere nachweisbare Verbreitung haben. Die für diese Arbeit relevanten fossilführenden Sedimente der Frankfurt-Formation kommen im Zentralen Hanauer Becken im Gebiet zwischen Maintal und Seligenstadt bzw. Großkrotzenburg vor (siehe Abb. 1). Ihre weitere Verbreitung nach Osten bis zum Spessartrand hin ist nicht gesichert (vgl. Weinelt 1964: 220). Weiter im Süden wurde in der älteren Literatur „Corbiculakalk“ mit *Hydrobia inflata* (Lill, 1830) (entspricht heute der Rüssingen-Formation) ca. 1 km südlich von Niederroden erwähnt (Klemm 1894: 11). Ungegliedertes Miozän in flächenhafter Verbreitung (u.a. Kalkstein unter quartärer Bedeckung) wurde von Harms (1999) auf der Geologischen Karte („Welterbe Grube Messel“) bei Dieburg ausgewiesen.

Ein weiteres (mögliches) Vorkommen der Rüssingen-Formation (hier als „Inflaten-/Corbicula-Schichten“ aufgeführt, Schichtenverzeichnis ohne Angabe der Fossilführung) wurde vom HLUG Wiesbaden mit der 102 m tiefen Kernbohrung: 0321 Babenhausen, Stadtwald (R: 3494390, H: 5536540) im Jahr 1980 dokumentiert (Bohrdatenbank HLUG 6019/321, Sachbearbeiter C.-P. Ziehlke). Die entsprechenden miozänen Sedimente beginnen ab einer Bohrtiefe von 88,40 m unter der Ansatzhöhe der Bohrung bei 129,5 m über NN, (vgl. hierzu auch die generalisierte Bohrprofildarstellung der Forschungsbohrung Babenhausen (R: 3495591, H: 5537260) von Hoselmann et al. 2018: 34).

Eine verbindliche Abgrenzung der miozänen Formationen in der östlichen Mainebene (Zentrales Hanauer Becken und Gersprenz-Graben) ist bislang nur bis in den Raum Seligenstadt möglich.

Womöglich erfolgte eine zeitlich begrenzte Anbindung an den tektonisch bedingten, bzw. eigenständigen Gersprenz-Graben zum Oberrheingraben im höheren Ober-Oligozän und tieferen Unter-Miozän ungefähr in Höhe von Darmstadt (vgl. Klemm 1938: 80 f.), da der Sprendlinger Horst zu dieser Zeit noch nicht deutlich herausgehoben war. Reliktisch erhaltene „untermiocäne“ karbonatische Sedimente in der Nähe von Messel wurden u. a. von Klemm (1910: 18 f.) in der Umgebung des Forsthauses Kalkofen als vermutliche „Cerithienkalke“ auskartiert und beschrieben. Eine weitere Erwähnung

als „Corbiculaschichten“ findet man bei Klemm (1938: 80 f.). Kalkige „untermiozäne“ Sedimente erwähnte Diehl (1928: 49) bei der Beschreibung eines vermutlich „obermiozänen“ Basaltdurchbruchs, der bei Steinbrucharbeiten kurzfristig aufgeschlossen war.

Als Kriterien für die Darstellung der in der Literatur erwähnten Fundstellen der Frankfurt-Formation östlich von Frankfurt (siehe Abb. 1) dienten uns eindeutige Mikrofossil-Gemeinschaften, im Sinne von Wiesner (1967, 1970) und Best (1975), Gobiiden-Reste und seltene Lagen mit kalkigem Nannoplankton. Im Gegensatz zu diesen relativ wenigen Fundpunkten bot die größere Mächtigkeit, die höhere Artenvielfalt und temporär zahlreiche, günstige Aufschlussverhältnisse im Frankfurter Stadtgebiet die Möglichkeit einer hochauflösenden Mikrofossil-Zonierung und Kartierung für das dortige Tertiär (Wiesner 1970). Diese Ergebnisse zeigen eine unterschiedliche Entwicklung des Beckens von West nach Ost auf. Während im westlichen Teil eine besonders hohe Karbonatkonzentration nachweisbar ist (Hinweise hierzu liefert u.a. der Karbonateinbau bei *Botryococcus* sp. und auffallend häufig vorkommende dick- und mehrwandige Dinoflagellaten-Zysten, siehe Martini & Schiller 2017), gibt es Anzeichen für besonders geringe Karbonatanteile in den Sedimenten im östlichen Hanauer Becken (z. B. lediglich „mumifizierte“ Hydrobien, Schottler & Haupt 1923: 81). Sowohl Fazies als auch Artenvielfalt sprechen für die Abgrenzung der oligo-/miozänen Sedimentvorkommen im Raum Frankfurt vom restlichen Hanauer Becken als eigenständiges temporäres Frankfurter Teilbecken (siehe Übersichtskarte Abb. 1). Jedoch erschweren fließende fazielle Übergänge, lokal hohe Abtragungen bereits im Tertiär und vor allem pliozäne und quartäre Überdeckung eine exakte Grenzziehung zwischen den Beckenabschnitten.

In Ergänzung zu Golwer (1968) scheint es sinnvoll zu sein, die Übergangszone zwischen Oberrheingraben und dem angrenzenden Hanauer Becken näher zu differenzieren und das Hanauer Becken entsprechend seiner nachweisbaren oligozänen und miozänen Sedimente näher zu beschreiben bzw. zu untergliedern (siehe Abb. 1).

Nach unserer Ansicht sollte der westliche Teil des Hanauer Beckens (sensu Golwer 1968) als eigenständiges Frankfurter Teilbecken bezeichnet werden.

Wie bereits erwähnt umfasst das Kerngebiet des oligo-/miozänen Frankfurter Teilbeckens (***I***) das Frankfurter Stadtgebiet, wie es von Wiesner (1970) kartiert und dargestellt wurde und grenzt im Westen an den Nidda-Graben mit deutlich geringerer Mächtigkeit der Hydrobien-Schichten und im Osten an den von Bodenheim-Formation und Rotliegend dominierten Riederwald-Horst (***II***). Weiter im Osten und nördlich von Offenbach folgt die von oligozänen Sedimenten geprägte Scholle Fechenheim/Offenbach (***III***), die ihrerseits im Osten von dem Hochstadt-Horst (***IV***) (mit „großer Rotliegend-Scholle“ Solle 1951: 132) begrenzt wird.

Erwähnenswert ist die nördliche Fortsetzung des Sprendlinger Horstes, wo etwa in Höhe von Sprendlingen an einer in etwa West-Ost streichende Störung das Rotliegend unter Tertiär (Oligozän) abtaucht. Über detaillierte Mächtigkeiten des Tertiärs liegen hier keine verlässlichen Angaben vor, zumal das Quartär mit hoher Mächtigkeit den Untergrund verschleiert. Mögliche miozäne Sedimente dürften in diesem Gebiet der Erosion zum Opfer gefallen sein. Das Gebiet zwischen Offenbach im Norden, Sprendlingen im Südwesten und Heusenstamm im Südosten wird gelegentlich in der Literatur als Neu-Isenburger Quersenke bezeichnet und mit einer W-E streichenden Verwerfung gegen den südlich anschließenden Sprendlinger Horst abgegrenzt (vgl. Matthes 1966: 36, Harms et al. 2001: 153 und unserer Abb. 1).

Als Zentrales Hanauer Becken (***V***) bezeichnen wir die nähere Umgebung von Hanau mit den charakteristischen miozänen karbonatischen/tonigen Sedimenten (insbesondere Frankfurt-Formation) im Raum Mühlheim – Maintal – Hanau – Bruchköbel – Seligenstadt.

Auch nördlich des Zentralen Hanauer Beckens lassen sich Vorkommen der Frankfurt-Formation mit Gobiiden, wie z. B. bei Ostheim (Stadt Nidderau, südliche Wetterau, Fig.1, Fundpunkte 5 und 6) nachweisen. Im östlichen Teil des Zentralen Hanauer Beckens (östlich von Großkrotzenburg) gehen diese kalkigen Ablagerungen bis zum westlichen Spessartrand in die Kalkfreie Randfazies über. Eine tiefe Bohrung (W1) am Spessartrand bei Alzenau ergab eine angebliche Tertiärmächtigkeit von über 277 m, ohne dass das Tertiär komplett durchteuft wurde (Golwer 1968: 172, Weinelt 1967: Beilage 2). Eine nähere stratigraphische Bestimmung sowie eine Profilbeschreibung wurden nicht mitgeteilt, was eine Korrelation mit den Bohrungen in der direkten Nachbarschaft nicht erlaubt. Diese auffallend hohe und nur punktuell erwähnte Mächtigkeit tertiärer (klastischer) Sedimente bedarf einer Überprüfung, zumal in den benachbarten Bohrungen nur Pliozän erwähnt wird. In den paläogeographischen Kartenskizzen für oligozäne und miozäne Sedimentfolgen im Hanauer Becken von Golwer (1968) und auch Radtke (2021) dienten diese Bohrergebnisse als Nachweis für die maximale Ausdehnung der oligozänen und miozänen Abfolgen nach Osten, bis Alzenau am Spessartrand.

Südlich hiervon konnte in dem von pliozänen Sedimenten dominierten Gersprenz-Graben (***VI***) lediglich ein Vorkommen der Rüssingen-Formation (mit *H. inflata*) bei Nieder-Roden nachgewiesen werden (Klemm 1894).

Die von Dersch-Hansmann & Hug (2004) erwähnte, ca. 160 m tiefe Bohrung Richen C/99-BK1 (NW von Groß-Umstadt) durchörterte nach ca. 41 m Quartär lediglich 23 m mächtige pliozäne Sedimente, die mit einer deutlichen Schichtlücke dem Röt bei 64 m Teufe auflagern. Prä-pliozänes Tertiär wurde hier in dem östlichen Gersprenz-Graben nicht nachgewiesen.

Der Eintrag fossilleerer und teilweise auch aufgearbeiteter klastischer Sedimente von den benachbarten Höhenzügen des Spessarts, Odenwalds und Taunus im vermuteten Oligozän

und Miozän (Kalkfreie Randfazies) erschweren eine Parallelisierung mit den karbonatischen Leithorizonten im Frankfurter Teilbecken (vgl. u.a. Golwer 1968: 174, Streit in Okrusch et al. 1967: Beilage 1, bereits oben erwähnte Bohrung Alzenau W1: Tertiärmächtigkeit angeblich >277 m).

3 Geologische Untersuchungen im Frankfurter Stadtgebiet

Nach überlieferten alten Angaben zur Gründung von Frankfurt am Main verdankt die Stadt ihre Entstehung den günstigen topographischen und geologischen Verhältnissen in der Umgebung des bereits in vorfränkischen Zeiten besiedelten heutigen Domhügels und des schiffbaren Mains im Süden. Bereits im 8. Jahrhundert nach Christus besaß der Domhügel eine große strategische Bedeutung für die Kontrolle der alten Handelswege von Norden nach Süden und von Osten nach Westen, die sich hier am Main kreuzten. Angrenzend an den Domhügel formte der Main und auch die Nidda ein Netzwerk von Fluss- und Altläufen mit Terrassen und sumpfigen Niederungen. An einer heute leider nicht mehr exakt bestimmbaren Stelle (etwa in Höhe der Alten Brücke) bildete ein karbonatischer Härtling eine vermutlich Nord-Süd-verlaufende Trasse, die im Main flachgründig anstand: „Nur da, wo ein Kalkriegel der sägenden Tätigkeit des Flusses einen kräftigen Widerstand entgegengesetzt hatte, so dass eine Furt entstanden war, konnte man stets von beiden Seiten her trockenen Fußes bis an den Fluss gelangen, weil die Ufer dort schnell anstiegen“ (Bothe 1929: 2). Stratigraphisch handelte es sich wahrscheinlich um Kalkbänke der Wiesbaden-Formation (vgl. geologische Karten in Wiesner 1971: Abb. 5, Kümmerle 1993 und auch Kümmerle & Radtke 2001). In historischen Quellen zur Entstehung der Stadt Franfurt findet man für diese Lokalität die Namen „Franconofurd“, „Vadum Francorum“ oder „Furt der Franken“ (vgl. z. B. Schlott (1994: 12). In älterer Zeit gab es bereits Versuche den Mainlauf für den Schiffsverkehr anthropogen zu verändern. Kirchner (1818a: 11) berichtete von einer „Basaltader, die vom Leonhardsthore in schräger Richtung durch den Fluss verlief (...) bis der hervorragende Theil des Felsens ausgebrochen wurde“. Beim Ausbau des Mains für die Schifffahrt wurden in den 1880er Jahren sowohl das Flussbett als auch die Uferbereiche im Stadtgebiet grundlegend umgestaltet. Reuber (1927: 61) berichtete von sehr festen Felsenschwellen und dichten grauen Kalksteinen sowie unterlagernden schwarzgrauen Mergeln, „die wahrscheinlich der Hydrobienstufe angehören“, zwischen Untermainbrücke und Eisernem Steg, die im Jahr 1926 bei Vertiefungsarbeiten im Mainbett beseitigt wurden.

In der alten topographischen „Karte von Frankfurt mit Landwehr um 1700“ von J.B. Homann wurden damals wichtige geologische Gegebenheiten, wie z. B. Basaltsteinbrüche, Tongruben und auch Atltarme des Mains mit Moorseen dokumentiert, die dann allmählich bis in die jüngere Geschichte der Stadt verschwanden und heute weitgehend in Vergessenheit gerieten (Kinkelin 1909, Fischer 1913). Von besonderer Bedeutung für den Frankfurter Raum war der ehemalige Rüster See (auch Riestersee) der nach Angaben des Architekten Lindheimer (1886: 71) schon im Jahr 1698 weitgehend aufgefüllt und zu Wiesengelände umgestaltet wurde. Hierbei handelte es sich um einen Restsee, der mit einem Altarm der Nidda, bzw. des Mains in Verbindung stand (vgl. Kinkelin 1909: Taf. 8), und mit großer Wahrscheinlichkeit als Relikt des im Jahre 1432 stattgefundenen Magdalenen-Ereignisses (Jahrtausend-Hochwasser) zu deuten ist, welches für eine grundlegende katastrophenartige Umgestaltung der Topographie nicht nur im Einzugsgebiet des Rheins und Mains verantwortlich war (vgl. Tetzlaff et al. 2002). Für die Stadt Frankfurt wurde damals ein Hochwasserpegel von 7,85 m dokumentiert. Eine graphische Darstellung dieses Sees findet man auf der berühmten Homann Karte der Umgebung von Frankfurt am Main um das Jahr 1700 und auch bei Kinkelin 1909: Taf. 8 (dargestellt in unserer Abb. 3a). Kinkelin (1909: 83 ff.) beschrieb zudem die frühere alluviale Moorlandschaft in der Umgebung der alten Kettenhof-Güter (heute Kettenhofweg). Eine kurze Beschreibung der Schichtenfolge vom Kettenhofweg bis zur Viktoria-Schule ist in Fischer (1913: 45) enthalten. Den Fund eines quartären Auerochsen-Schädels (*Bos primigenius*) aus dem Moor („Senckenberg-Moor“) in der Baustelle des Chemischen Instituts der Universität im Jahr 1914 in unmittelbarer Nähe des Senckenberg Museums erwähnte Drevermann (1921: 100).

Die ersten geologischen Untersuchungen im Frankfurter Stadtgebiet stehen im Zusammenhang mit der Erschließung von Brunnen für die Wasserversorgung der Stadt. Als Leithorizonte dienten zunächst die Vorkommen von Basalt, die in zahlreichen Steinbrüchen z. B. in Bockenheim, Ginnheim, Louisa etc. für die Gewinnung von Bau- und Pflastersteinen seit langer Zeit ausgebeutet wurden. Mineraleinschlüsse von Hyalith („Wasseropal“) im Basalt in der Umgebung von Frankfurt nach seinem Entdecker, dem Frankfurter Apotheker und Mineralogen G.W. Müller, als „Müllersches Glas“ bezeichnet, weckten zudem das wissenschaftliche Interesse an Gesteinen im Stadtgebiet (Kirchner 1818a: 12, Meyer 1839, Theobald & Ludwig 1858). Anlässlich einer geologischen Exkursion im Zusammenhang mit der Streitfrage zur plutonistischen bzw. neptunistischen Entstehung der Frankfurter Basalte besuchte der junge Alexander von Humboldt als Student 1789 auch den Apotheker G.W. Müller in der Steingasse in Frankfurt und zeigte Interesse an dessen öffentlich gemachter Gesteinssammlung aus dem Stadtgebiet von Frankfurt (Kölbel & Terken 2007).

1818 wurde in der Beschreibung der Stadt Frankfurt von Kirchner (1818b: 252) der sogenannte „Grindbrunnen vor dem Gallusthore“ (heute nähe Zanderstraße) erwähnt, der in älteren topographischen Karten als „Schweffel Bronn“ bezeichnet wurde. 1828 kennzeichnete Wille in einer frühen geologischen Übersichtskarte den Grindbrunnen als Besonderheit im Frankfurter Stadtgebiet. Die Schwefelwasserstoff-führenden Wasserhorizonte im Stadtgebiet dürften schon aus alter Zeit (13. Jahrhundert) bekannt gewesen sein, konnten aber erst nach stratigraphischen Untersuchungen an Brunnenbohrungen bestimmten Horizonten zugeordnet werden, die später als „Hydrobien-Schichten“ bezeichnet wurden (vgl. auch Michels et al. 1930). Eine kurze Beschreibung mit chemischer Analyse der Schwefelquellen (Grindbrunnen) ist in den Erläuterungen zur Geologischen Karte Bl. Frankfurt Main-West (Michels et al. 1930a: 68 f.) erwähnt. Charakteristisch für diese Schichten sind bituminöse Kalk-, Ton- und Mergellagen mit auffallender Fossilführung, und einer großen Verbreitung in Frankfurt und der weiteren Umgebung.

In seiner geologischen Reisebeschreibung von 1822 schilderte J. Steininger seine Erkenntnisse über die Verbreitung und Schichtenfolge u.a. in den Gebieten, die erst wesentlich später als Mainzer Becken, Oberrheingraben und Frankfurter Raum unterschieden wurden und zeichnet auf seiner geologischen „Gebirgs Charte“ die Verbreitung der damals als „Flusskalk“ bezeichneten „Conchilien“-führenden Kalkgesteine ein. Steininger deutete zudem bereits die Position des Sprendlinger Horstes auf seiner Karte an. Unter von Oeynhausen et al. erschien (1825a, b) die Arbeit „Geognostische Umrisse der Rheinländer zwischen Basel und Mainz“ sowie die entsprechende „Geognostische Charte“ mit der Darstellung der Verbreitung des „Cerithenkalks (Calcaire grossier)“, u.a. auch für den Frankfurter Raum.

Eine erste Erwähnung von fossilen Fischen, „unzähligen kleinen Conchylien“ und eine kurze geologische Beschreibung der Gesteine für das Frankfurter Stadtgebiet erfolgte bei Römer-Büchner (1826, 1827). Hinweise auf eine spätere, noch zu erfolgende taxonomische Bearbeitung findet man in von Meyer (1826). Die weitergehende Beschreibung dieser Fisch-Funde aus den damals so bezeichneten „Litorinellenschichten“ (Brunnenbohrung für den 1826 neu gebauten Friedhof, heute Hauptfriedhof) unternahm dann 1834 von Meyer. Die Fischreste wurden an L. Agassiz (Schweiz) zur Bestimmung weitergeleitet und später (1839: 51) von ihm veröffentlicht. In dieser Arbeit wurde der Fundort fälschlicherweise als „Friedberg jusqu'à Bockenheim“ angegeben, gemeint war „auf der Anhöhe (...) von der Friedberger Warthe nach Bockenheim“. Zwischenzeitlich war aber schon die Fisch-Art als *Lebias meyeri* Agassiz bezeichnet worden (von Meyer 1834). Nach weiteren Untersuchungen wurde diese Art in *Prolebias meyeri* (Agassiz) umbenannt (Sauvage 1874). In jüngerer Zeit stellten Reichenbacher & Gaudant (2003) für *P. meyeri* (Agassiz) die neue Gattung *Aphanolebias* auf, in welcher *Aphanius germaniae* Weiler 1963 (aus den Oberen Hydrobien-Schichten von Landau im Oberrheingraben) als Synonym-Taxon von *P. meyeri* eingezogen wurde. Ergänzend zu dem Vorkommen vom Hauptfriedhof erwähnte Kinkelin (1900: 154) von einer älteren „tiefen Brunnengrabung der Ziegelei bei der Friedberger Warte“ Funde von Fischotolithen, die von E. Koken (1891: 132 f.) als „*Otolithus* (*Gobius*) *francofurtanus*“ bestimmt wurden.

Frühe grundlegende Angaben über das Mainzer Becken und seine Randgebiete sowie die Beschreibung der Stratigraphie und der Sedimente enthält die Veröffentlichung über das „Großherzogthum Hessen“ von Voltz (1852). Insbesondere ist hier die geologische Karte von Bedeutung, die später von Hamilton (1854) in einer Arbeit über das Mainzer Becken teilweise übernommen wurde.

Immer genauere stratigraphische Untersuchungen und Korrelationen von Gesteinsabfolgen im Mainzer Becken und insbesondere im Wiesbadener Raum erlaubten eine immer feinere Untergliederung aufgrund der Gastropodenfaunen (Sandberger 1853: „... Landschneckenkalk, Cerithienkalk, Litorinellenkalk, Braunkohlenletten mit *Litorinella* ...“), wobei „Litorinellen“ eine besondere Rolle spielten (vgl. hierzu Sandberger 1863, Wenz 1913 und Kadolsky 2008).

Struve (1967) schilderte in seiner Veröffentlichung „Zur Geschichte der Paläozoologisch-Geologischen Abteilung des Natur-Museums und Forschungs-Instituts Senckenberg (1763 bis 1907)“ die Interessen der damaligen Forscherpersönlichkeiten in Bezug auf die geologischen Untersuchungen im Frankfurter Stadtgebiet. Insbesondere machte sich G.H.O. Volger (*1822 - †1897) um die Erforschung der geologischen Verhältnisse im Frankfurter Raum verdient und widmete sich intensiv den stratigraphischen Profilaufnahmen in den damaligen Frankfurter Baustellen (u.a. Volger 1858).

Besondere Beachtung gebührt zudem den historischen Stadtplänen von Frankfurt, die oftmals konkrete Hinweise zu geologisch wichtigen Aufschlüssen liefern können (vgl. u.a. Ravenstein 1872).

Detaillierte geologische Karten, die auch das Frankfurter Stadtgebiet darstellen, wurden erst 1858 mit der Kartenaufnahme 1 : 50 000, Section Offenbach, durch Theobald & Ludwig initiiert. In den zugehörigen Erläuterungen wird auch das Profil einer 1842 niedergebrachten Bohrung „am Bassin der städtischen Brunnenleitung“, mit einer Mächtigkeit von 187,47 m mitgeteilt, das „154,60 m der „Litorinellengruppe“, 18,97 m Cerithienkalk und 13,90 m Cyrenenmergel“ durchteufte (Theobald & Ludwig 1858: 23 ff.). Für die Abfolge des Litorinellenkalks geben diese Autoren insgesamt 39 Kalkbänke an, die in Wechsellagerung mit Tonbänken stehen.

Weitere geologische Karten folgten von Koch (1882a, 1882b) im Maßstab 1 : 25 000 mit entsprechenden Erläuterungen für Bl. Frankfurt [-Ost] und Bl. Rödelheim [Frankfurt-West]. Ähnlich wie in Theobald & Ludwig (1858) untergliederte Koch (1882a, 1882b) die Litorinellenschichten in Litorinellen-Kalk und -Mergel, benutzte in der Erläuterung zur Geologischen

Karte Bl. Frankfurt (No. 51) den stratigraphischen Begriff Hydrobien-Schichten allerdings synonym für die gesamten Litorinellenschichten. Eine mit 286 m beachtenswerte tiefe Bohrung auf dem Betriebsgelände der ehemaligen Brauerei F. Reutlinger in Frankfurt-Sachsenhausen durchörterte ca. 274 m tertiäre Sedimente („Corbicula-Stufe bis Rupelton“) und erreichte bei einer Teufe von 283 m das Rotliegend (von Reinach 1894: 29 ff., Kinkelin 1909: 6 u. 19).

Den übersichtlichsten Beitrag zur Erforschung des Tertiärs und Pleistozäns („Diluvium“) im Frankfurter Raum gegen Ende des 19. Jahrhunderts leistete Kinkelin in seinen 1889 und 1892 erschienen Arbeiten und Kartendarstellungen. 1898 und 1909 beschrieb Kinkelin eine wichtige, 122,4 m tiefe Bohrung (Brunnenbohrung für die kgl. Garnisonsverwaltung) westlich des Hauptbahnhofs an der Kreuzung Mainzer Landstraße/ Schwalbacher Straße (ehem. Garnisons-Wäscherei) mit Mächtigkeiten von 6 m für das Quartär, 18,35 m für das Ober-Pliozän und ca. 94 m für die Hydrobien-Schichten (ungegliedert) und 4 m unterlagernden Sedimenten mit *Potamides plicatus pustulatus* und *Tympanotomus conicus*. Zur damaligen Zeit wurden diese besonders erwähnten Fossilvorkommen den Cerithien-Schichten zugeordnet, gehören aber nach Best & Wiesner (1966) den Oberen Hydrobien Schichten (heute Frankfurt-Formation) an (siehe auch S. 102).

Nach aktueller Definition ist somit eine Mächtigkeit von mindestens 98 m für die Hydrobien-Schichten (heute Wiesbaden- und Frankfurt-Formation) in dieser Bohrung anzunehmen. Bei 40 bis 41,4 m Bohrtiefe wurden damals Otolithen von *Gobius francofurtanus* gefunden, die heute eine Einstufung in die Frankfurt-Formation ermöglichen.

In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts findet man in der Literatur zur Geologie des Frankfurter Raums (u.a. Sandberger 1863, Boettger 1877, Kinkelin 1884, 1892) auch den stratigraphisch nicht einheitlich benutzten Begriff „Corbiculaschichten“, die nach (Wenz 1921: 155 f.) „eine Mächtigkeit bis zu 50 m erreichen, unterschiedliche Ausbildungen ihrer Fazies zeigen (brackisch bis limnisch) und mit dem Erlöschen von *Hydrobia inflata* und der Cerithien enden“ (vgl. ferner Kadolsky & Schäfer 1995).

Steuer (1909) erkannte schon damals die stratigraphische Bedeutung der *Hydrobia inflata* als Leitform innerhalb der „Corbiculaschichten“ (im weiteren Sinne). Nach Auffassung von Steuer (1909: 50) sollte der Abschnitt der (alten) „Corbiculaschichten“ mit der *Hydrobia inflata* nun besser als „Schichten der *Hydrobia inflata*“ bezeichnet werden (entspricht nach heutiger Definition den *inflata*-Schichten = Rüssingen-Formation). Der leider oftmals in der Literatur verwendete Begriff „Inflatenschichten“ ist unzulässig, da der Artname *inflata*

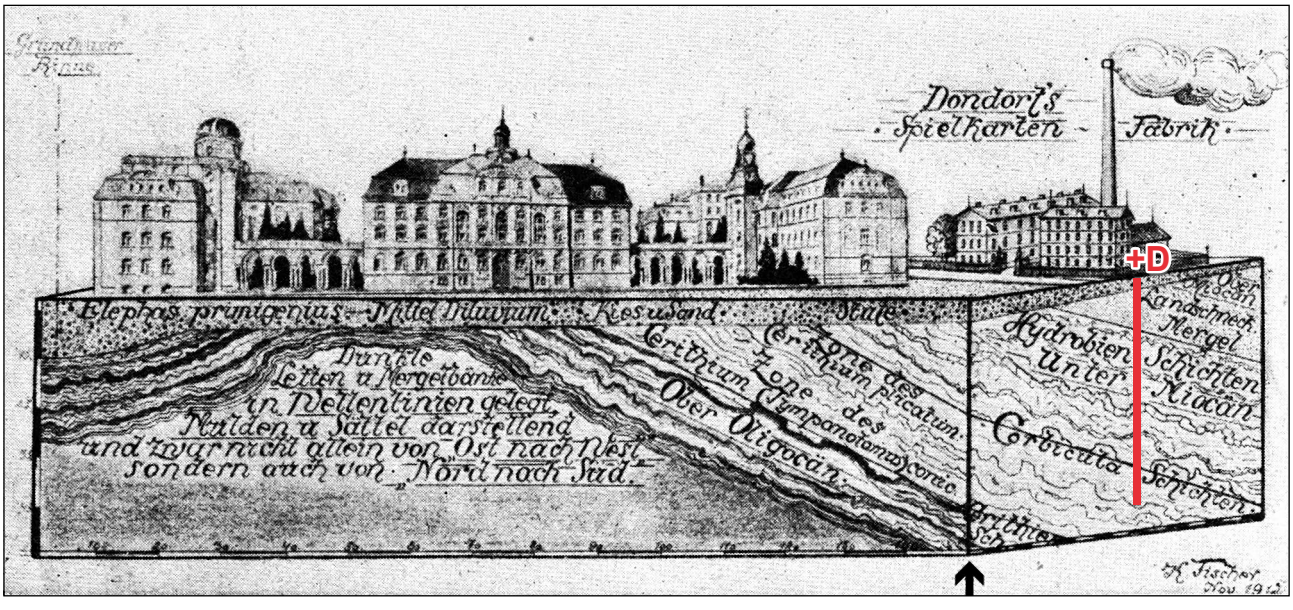
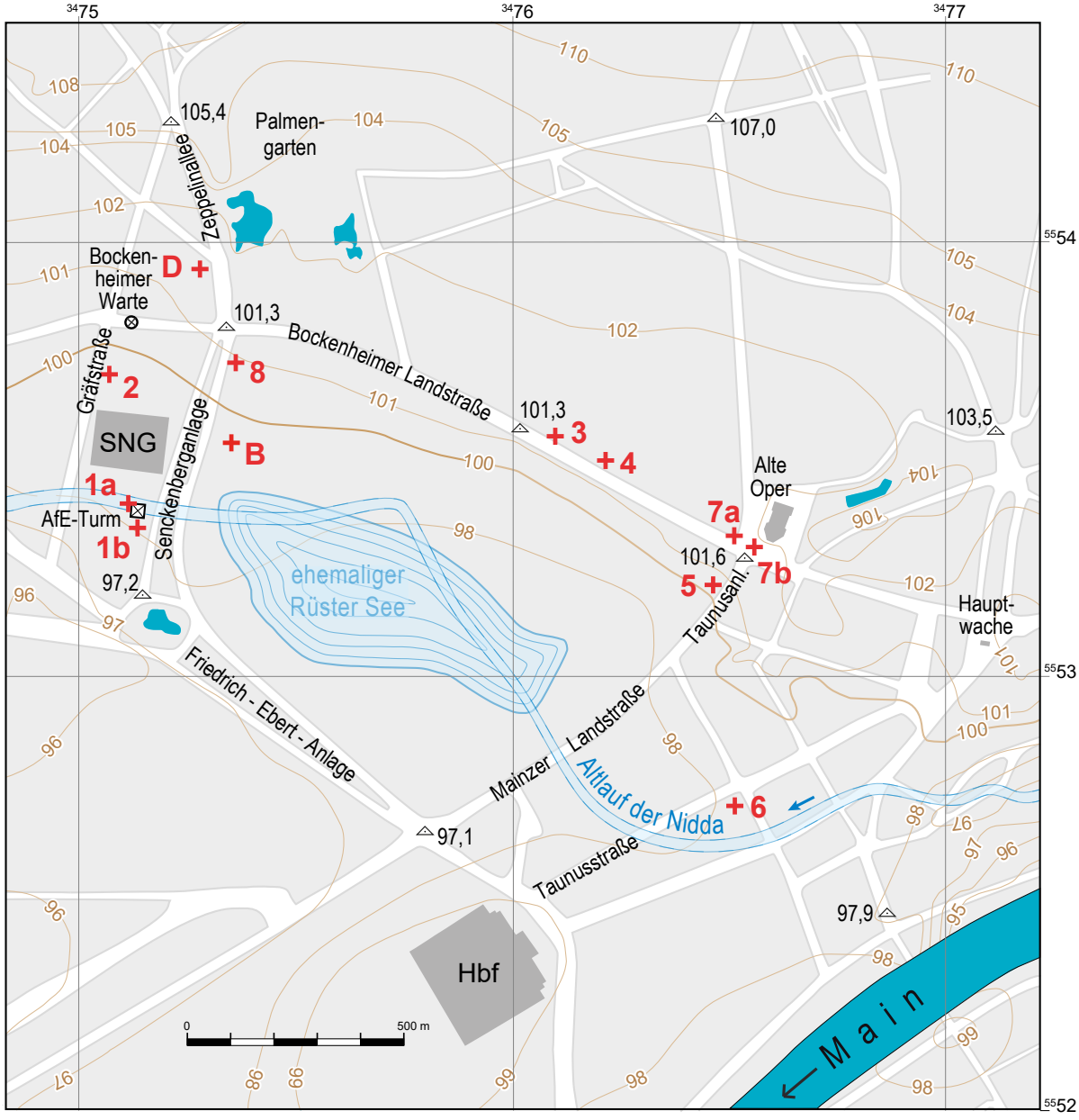


Abb. 2: Reproduktion der historischen graphischen Darstellung „Der Schichtaufbau im Untergrund des Neuen Museums a. d. Victoria-Allee“ aus Fischer (1913: S. 40). Das dort dargestellte, überhöhte Profil wurde parallel zur Viktoria-Allee (heute Senckenberganlage) von ihm aufgenommen und interpretiert. Es besteht aus dem ca. 150 m langen südlichen Teilabschnitt mit dem Senckenberg Museum (Profil verläuft ungefähr von Süden nach Norden) und dem nördlichen Teilabschnitt mit der damaligen Druckerei und Fabrikanlage Dondorf (das ca. 160 m lange Profil verläuft ungefähr von Osten nach Westen). Der Profilknick ist mit einem Pfeil gekennzeichnet [↑]. In seiner Darstellung deutet Fischer den geologischen Aufbau im Untergrund des Senckenberg Museums als eine „Sattel-und Muldenstruktur“ mit besonders deutlicher Aufwölbung und anstehendem prä-Ober-Oligozän [?] in wenigen Metern Tiefe direkt unter dem Museumsgebäude. Grundlage für die damalige Darstellung des Profils waren Aufschlüsse beim Straßen-Kanalbau und jeweils eine tiefe Bohrung auf dem Gelände der Dondorf'schen Spielkarten Fabrik [+D] und der Brönner'schen Farbenfabrik [+B] (vgl. Abb. 3a). Die Bohrung +D ist mit einer roten Linie gekennzeichnet; (vgl. auch Zilch & Fischer 1950).



1a: AfE-Bohrung 1971 (BT90 in Best 1975), Senckenberganlage/ Robert-Mayer-Straße

1b: Ehemalige Bettinaschule, Bohrung 1 von 1963 (Lehmann 1966), Senckenberganlage 13–15

2: Aufschluss BT35, Baugrube Tiefgarage Universität, ca. 1964/65 (Best 1966), Nähe Gräfstraße/Mertonstraße, Koordinaten-Rekonstruktion R: 3475060, H: 5553710.

3: Bohrung 154 von 1970 (Kümmerle & Seidenschwann 2009), Bockenheimer Landstraße

4: „WestendDuo“, Baugrube 2004-05 (Martini & Schiller 2017), Bockenheimer Landstraße 24

5: „Allianz mainBuilding“, Baugrube 2003-04 (Martini et al. 2004), Taunusanlage 14–20

6: Dresdner Bank, Baugrube 1963 (Lehmann 1966), Gallusanlage 8

7a: „OpernTurm“, Baugrube 2007, Bockenheimer Landstraße 2–4, (Proben Slg. E. Martini)

7b: Bohrung 131 von 1970 (Kümmerle & Seidenschwann 1993), Opernplatz

8: Bohrung BT45 von 1965 (Gesamttiefe 15 m), ehemaliges Kuratorium der Universität Frankfurt (Best 1966: 38; unhorizontierter Kernabschnitt, Bearbeitung der Otolithen durch Wacker 1971), Senckenberganlage 34

Abb. 3a: Topographische Kartenskizze, Teil vom Frankfurter Stadtgebiet mit Darstellung der erwähnten wichtigen Fundpunkte und Bohrungen in roter Farbe. Karten-Rekonstruktion: Karten- und Datengrundlage Anfang der 1960er Jahre bis 2007. Eingezeichnet sind in hellblauer Farbe der ehemalige und seit ca. 1698 in Etappen aufgefüllte Rüster See (Riestersee) mit dem Verlauf eines nicht mehr sichtbaren Altarms der Nidda (vgl. Rekonstruktion in Kinkelin 1909: Taf. 8, Karte von Homann um 1700, Kirchner 1818b: Karte, Fischer 1913: 45) und die alten Bohrungen auf dem jeweiligen Gelände der Dondorf'schen Fabrik [+D] und der Brönner'schen Fabrik [+B]. SNG: Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft (Senkenberg-Museum).

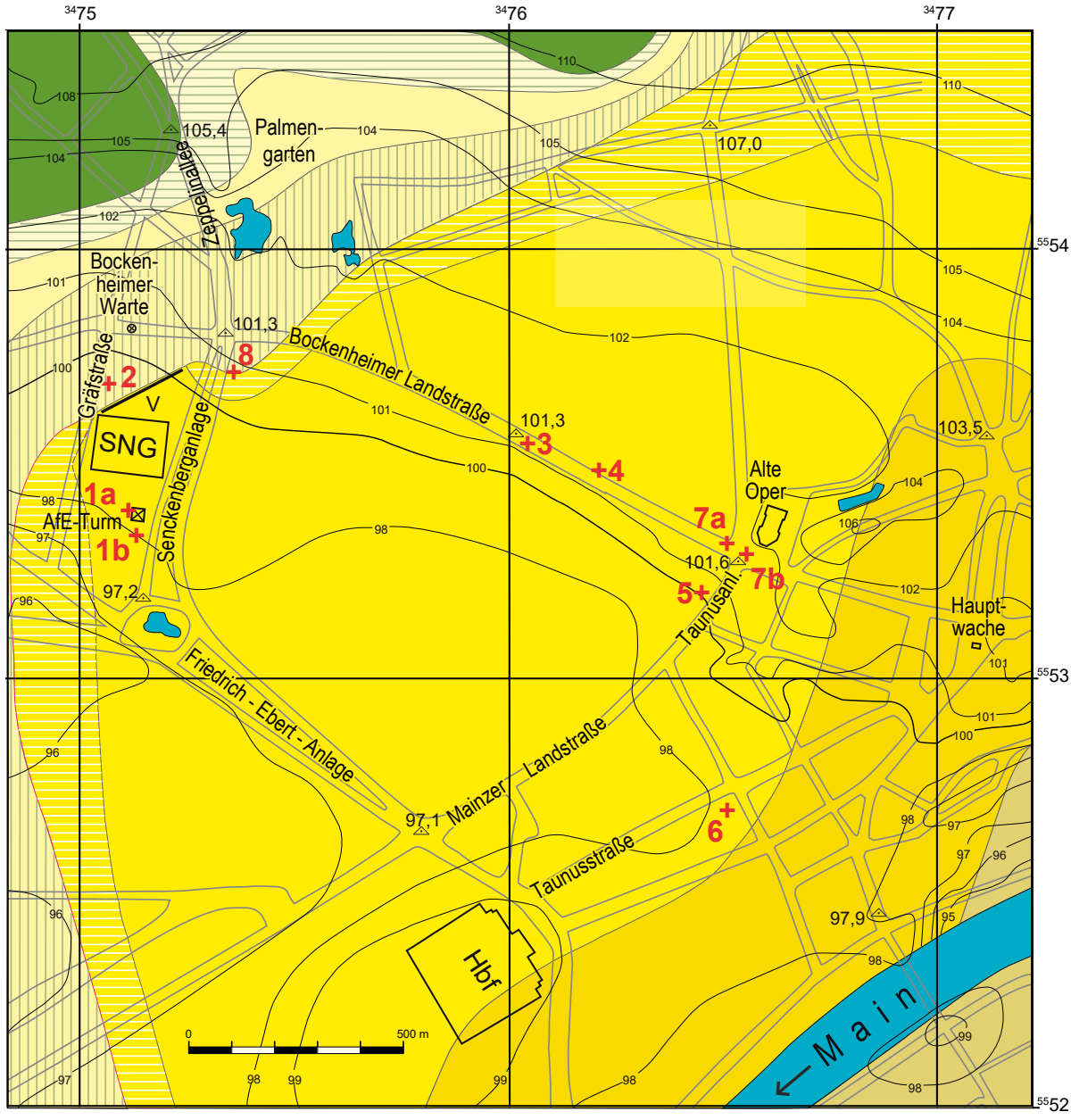


Abb. 3b: Geologische Kartenskizze vom Frankfurter Stadtgebiet (westlicher zentraler Teil). Umgezeichneter und modifizierter Ausschnitt der abgedeckten geologischen Karte des vor-pleistozänen Untergrundes im Frankfurter Stadtgebiet mit Kartiereinheiten bzw. Mikrofossil-Zonen 6 bis 12 nach WIESNER 1970, 1971; mit Ergänzungen. [Bemerkung: In den Publikationen von WIESNER 1970, 1971 wurde die damalige Karte gegenüber der Signatur der Legende aus drucktechnischen Gründen um 90° verdreht].

Formation	Zone
Untermain-Basalt-Formation	-
Staden-Formation (Congerien-Schichten)	-
Praunheim-Formation (Prososthenien-Schichten)	12
Niederrad-Formation (Landschneckenmergel)	11
Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten)	10 / 9 / 8
Wiesbaden-Formation (Untere Hydrobien-Schichten)	7 / 6
Verwerfung V	

ist. Der verbliebene tiefere Teil der „Corbiculaschichten“ entspricht heute dem oberen Teil der Oberen Cerithien-Schichten (heute Oberrad-Formation).

Die älteren und modernen stratigraphischen Einheiten für das tiefere Miozän (insbesondere die stratigraphische Zuordnung der „Corbicula-Schichten“, vgl. auch Schäfer & Kadolsky 2002) im Frankfurter Raum und der weiteren Umgebung sind in Tabelle 1 gegenübergestellt.

Michels et al. (1930a, 1930b) verwendeten für die Sedimente der alten „Litorinellengruppe“, einem Begriff, der bereits von Sandberger (1863) als lithologische Einheit in die Literatur eingeführt wurde, die Bezeichnungen „*Corbicula*-Schichten“ und „Hydrobien-Schichten“ als Kartiereinheiten.

von Reinach (1899) untergliederte in den Erläuterungen zur Geologischen Karte Bl. Hanau Oberes Oligozän („Cerithienschichten“) und unteres Miozän („Corbiculaschichten“ mit „Hydrobienschichten“ im Hangenden, die aber lithologisch im Gelände nicht abzugrenzen waren).

In früheren Beschreibungen von Bohrprofilen in der Umgebung von Frankfurt benutzte von Reinach (1894) nur die stratigraphische Einheit „Corbicula-Stufe“, obgleich er in den entsprechenden Sedimenten das Vorkommen von *Gobius francofurtanus* (heutige Einstufung: Frankfurt-Formation) explizit erwähnt.

Noch in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden für das Hanauer Becken in geologischen Karten und der Literatur oftmals die karbonatischen Sedimente des Ober-Oligozäns und Unter-Miozäns als undifferenzierte „Corbiculaschichten“ zusammengefasst und später auch weiterhin so zitiert (u.a. Schottler 1922, Güthe 1929, Häuser 1961).

So verwendeten Schottler & Haupt (1923) den Begriff „Corbiculaschichten“ pauschal für die stratigraphisch entsprechenden fossilführenden Sedimente in der „Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach“, ohne dass die wichtige Leitform *Hydrobia inflata* zu finden war (Schottler & Haupt 1923: 79 und 87) und ohne weiter auf die bereits vorliegende detaillierte Untergliederung von von Reinach (1899) einzugehen.

Die rege Bautätigkeit seit Ende des 19. Jahrhunderts spiegelt sich in zahlreichen Gutachten und veröffentlichten Beschreibungen der Aufschlussverhältnisse wider und erlaubte eine fundierte Beurteilung der stratigraphischen Abfolge im Frankfurter Stadtgebiet (u.a. Fischer 1904).

Fischer & Wenz publizierten 1912 eine generalisierte Abfolge der tertiären Beckenfüllung im Raum Frankfurt auf der Basis von Bohrungen und temporären Aufschlüssen (vgl. hierzu auch Reuber 1927). Eine weitere, heute historisch anmutende aber detailreiche Darstellung der geologischen Schichtenfolge zweier Profilabschnitte basierend auf zwei nicht näher beschriebenen Bohrungen (u.a. eine Bohrung auf dem Fabrikgelände der Druckerei Dondorf: Brunnenausschachtung und Bohrloch am Kesselhaus (siehe Kinkelin 1892: 43 und unsere Abb. 2 und 3a) und temporären Kanalbaustellen in unmittelbarer Nachbarschaft des 1907 erbauten Senckenberg Museums gibt einen Eindruck der auf kurze Entfernungen sehr unregelmäßigen Lagerungsverhältnise (Fischer 1913, Reproduktion siehe Abb. 2: Bohrung rot markiert). Fischer rekonstruierte eine tertiäre Sedimentabfolge vom Ober-Miozän bis in das Ober-Oligozän mit hangendem „Diluvium“ (Pleistozän) (vgl. auch Wenz 1914: 95). Bei näherer Analyse der Profildarstellung erscheinen die Mächtigkeiten der Abfolgen zweifelhaft, wie auch insgesamt die Aufwölbung mit präoberoligozänem Untergrund unrealistisch ist. Die damals gängige Einstufung als „Cerithien mit Leitcharakter“ verleitete u.a. Kinkelin (1889: 337) wie auch Fischer (1913) diese Schichten automatisch in das Hangende des Ober-Oligozäns und unterhalb der Hydrobien-Schichten zu stellen (vgl. Zilch & Fischer 1950).

So dokumentierte Triebel (1963: 209 f.) in der parallel zur Senckenberganlage verlaufenden Gräfstraße an der Ostwand einer Baugrube im Mai 1963 auf dem Gelände der Goethe-Universität (vermutl. Neubau Tiefgarage) eine Lage mit Hydrobien, über der im geringen Abstand eine nur wenige cm starke Schicht mit dicht gedrängten Gehäusen von *Potamides plicatus pustulatus* (Sandberger) aufgeschlossen war und die er stratigraphisch der „unteren *Corbicula*-Stufe“ zuordnete. Aus heutiger Sicht ist die damalige Einstufung der Schichten mit „*C. plicatum* und *C.* (*Tympanotomus*) *conic.*“ eine stratigraphische Fehlinterpretation. Vergleichbares Material aus unmittelbarer Nähe (Gräfstraße) wurde von Best & Wiesner (1966) untersucht und mit weiteren Vorkommen im Frankfurter Stadtgebiet korreliert. Nach diesen Autoren handelt es sich um 2 besondere Horizonte mit „Cerithien“ in den Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation), die dem *Potamides*-Horizont (Mikrofossil-Subzone 8g) und dem *Tympanotonos*-Horizont (Mikrofossil-Subzone 8f) nach Best (1975) entsprechen. [Die Schreibweise *Tympanotomus* wurde von Zinndorf (1895), Kinkelin (1889) und auch noch von Wenz (1921) verwendet und dann als *Tympanotonos* in der Literatur für das Mainzer Becken sensu lato gebraucht (u. a. Kadolsky 1984)].

Die detaillierte geologische Geländeaufnahme in der Baustelle des Frankfurter Osthafens ermöglichte schließlich eine Bewertung der kleinräumigen Bruchschollen-Tektonik im Tertiär von Frankfurt (Böhl 1928). In einer abgedeckten geologischen Karte im Maßstab 1 : 10 000 zeigte Solle (1951) aufgrund der Auswertung von ca. 200 Bohrungen ebenso die deutliche Bruchschollen-artig zerstückelte Bauweise der tertiären Schichten im östlichen Stadtgebiet von Frankfurt bis in die Gegend von Mühlheim/Main in einem größeren Umfeld. Unter der Betreuung von F. Michels (Landesamt f. Bodenforsch. Wiesbaden) und K. Krejci-Graf (Geol.-Pal. Inst. Frankfurt) entstanden in den 1960er Jahren die Diplomarbeiten von Wiesner (1963), Best (1966) und Lehmann (1966; verh. Carla Müller) sowie die Dissertation Wiesner (1967, veröff. Kurzfassung 1970) für den Raum Frankfurt. Schwerpunkte dieser Arbeiten waren das sedimentäre Tertiär, insbesondere mikropaläntologische Bestimmungen und feinstratigraphische Korrelationen.

Tab. 2: Ausgewählte Baugruben und Bohrungen in der tieferen Frankfurt-Formation im westlichen Frankfurter Stadtgebiet (TK 25 Bl. 5817 und 5818, vgl. Abb. 3a, 3b). Angabe der Koordinaten und Vergleich der Daten der topographischen Höhen über NN, Mächtigkeiten der Quartär-Bedeckung, Endteufe der Bohrungen bzw. der Profiltiefe in der jeweiligen Baugrube, respektive Baugrubensohle über NN.
Eingetragen sind die bislang nachgewiesenen Nannoplankton-Massenlagen (+18 bis +21) mit ihren relativen Abständen zueinander und das erste Einsetzen von Gobiiden (Grenze zwischen Mikrofossil-Subzone 8a/8b) in den Bohr- und Aufschluss-Profilen. Von besonderem Interesse ist außerdem die Distanz zwischen der Nannoplankton-Massenlage +18 und der Position der Grenze zwischen der Wiesbaden-Formation und der Frankfurt-Formation (ehemals Untere und Obere Hydrobien-Schichten = UHS/OHS) für die betreffenden Lokalitäten. Zusätzlich werden die Bearbeiter der Fundstellen erwähnt, z.T. auch mit deren bislang unveröffentlichten Ergebnissen. Die Fundstellen 2 und 8 (Abb. 3a, 3b) wurden wegen unzureichender Informationen nicht berücksichtigt.

Fundpunkt	Nr. 1a	Nr. 1b	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7a	Nr. 7b
Adresse	Senckenberg-anlage 13-17 ehem. AfE-Turm Universität	Senckenberg-anlage 13-15 ehem. Bettinaschule (Viktoria-schule)	Bockenheimer Landstr. 61 Straßenmitte	Bockenheimer Landstr. 24 ehem. Hoch-Tief Gebäude	Taunusanlage 14-20 Frankfurter Versiche-rungs AG	Gallusanlage 8	Bockenheimer Landstr. 2-4 ehem. Zü-rich-Haus	Opernplatz
Baugrube				WestendDuo (2004-05)	Allianz mainBuilding (2003-04)	Dresdner Bank (1963)	Opernturm (2007)	
Bohrung	AfE-Bohrung 1971 (BT 90)	Bohrung 1 (1963)	Bohrung 154 (1970)					Bohrung 131 (1970)
Rechts- und Hochwert	R: 3475120 H: 5553400	R: 3475140 H: 5553360	R: 3476030 H: 5553573	R: 3476220 H: 5553500	R: 3476460 H: 5553200	R: 3476652 H: 5552720	R: 3476510 H: 5553320	R: 3476564 H: 5553302
Topographische Höhe über NN	98,34 m	98,20 m	101,34 m	101,92 m	99,85 m	98,37 m	101,95 m	101,95 m
Quartär-Bedeckung	7,00 m	8,70 m	6,65 m	5,00 m	7,20 m	8,00 m	≈ 5,50 m	5,60 m
Endteufe Bohrung	100,20 m	40,00 m	30,00 m			25,00 m		30,30 m
Profiltiefe Baugrube				15,60 m	12,50 m			
Baugrubensohle, Höhe über NN				86,42 m	87,35 m			
(+21)	?			nachgewiesen	oberhalb Profil			
Distanz zw. Nanno-planktonlagen				0,50 m				
(+20)	14,60 m			nachgewiesen	oberhalb Profil			
Distanz zw. Nanno-planktonlagen	2,70 m							
erste Gobiiden über NN	76,44 m	72,20 m		geschätzt bei 90 m				
(+19)	17,30 m			unterhalb Profil	nachgewiesen		nachgewiesen	
Distanz zw. Nanno-planktonlagen	1,00 m				0,60 m		≈ 0,80 m	
(+18)	19,40 m				nachgewiesen		nachgewiesen	
Distanz zw. Nanno-planktonlagen (+18) und Grenze OHS/ UHS	1,10 m				0,40 m		≈ 0,35 m	
Grenze OHS/UHS über NN	78,94 m		75,49 m	geschätzt bei 87 m	oberhalb von 87,35 m	ca. bei 89,5 m	geschätzt bei 94 m	94,74 m
Bearbeitung	Best (1971, unveröff.), Best & Schnei-der (1974), Best (1975), Amann et al. (1976), Martini (1988)	Lehmann (1966)	Kümmerle & Seidenschwann (2009)	Martini & Schiller (2017)	Martini et al. (2004)	Lehmann (1966)	Proben leg. Ott 2007, Martini (unveröff.)	Kümmerle & Seidenschwann (1993)

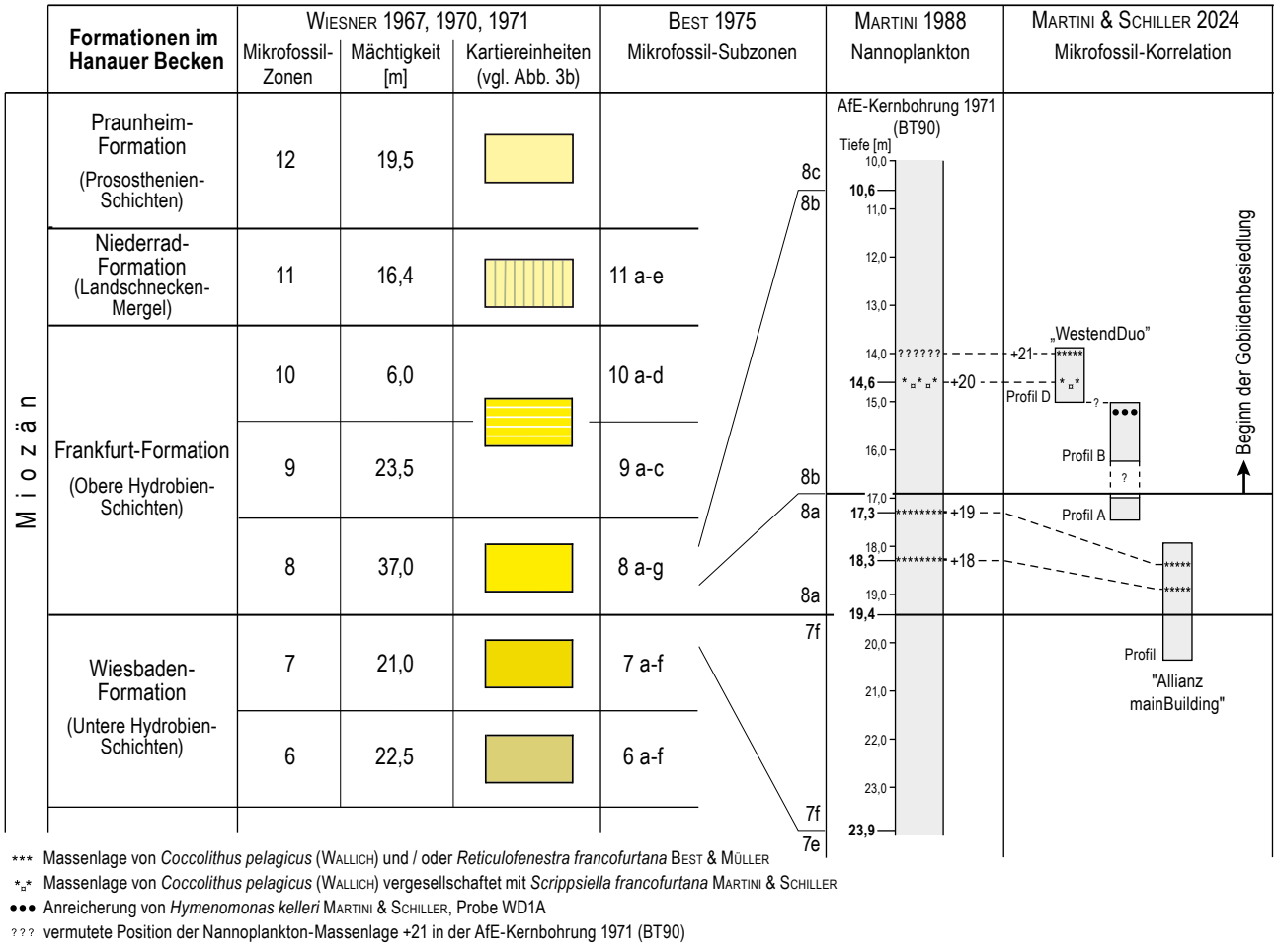
Tab. 3: Mikrofossil-Vergesellschaftung der Frankfurt- und Wiesbaden-Formation bei Bruchköbel, Zentrales Hanauer Becken. Bruchköbel, (vgl. Abb. 1: Fundpunkt 8). Kernbohrung Nr. 45 (A/80 – B5) Bruchköbel von 1980 auf Bl. 5819 Hanau (R: 3495460, H: 5558760). Vorgeschlagenes Standard-Profil für die Hydrobien-Schichten des Hanauer Raumes nach RENFTEL (1998: Abb. 8 mit zusammengefassten Probenabschnitten). Als Basis für unsere stratigraphische Neubewertung dienten die im entsprechenden Gutachten vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung vom 13.6.1981 erwähnten Proben (Probenabschnitte damals willkürlich gewählt) und Mikrofossilien (Bearbeitung und Bestimmung durch KÜMMERLE 1981). Die Zuordnung von Probenabschnitten erfolgte von uns nach Möglichkeit in die Mikrofossil-Subzonen von BEST 1975.

	Ostracoden							Foraminiferen		Gastropoden			Fische									
Probenabschnitt [m]	*Candona candidula*	*Cypridopsis kinkelini*	*Cytheromorpha zinndorfi*	*Eucypris agglutinans*	*Hemicyprideis* sp.	*Ilyocypris tribullata*	*Ilyocypris* sp.	*Bolivina moguntiaca*	*Quinqueloculina* sp.	*Hydrobia* sp. indet	*Planorbis cornu*	*Potamides plicatus*	*Alburnus miocaenicus*	*Aphanolebias meyeri**	*Gobius francofurtanus*	*Notogoneus longiceps*	*Perca* sp.	*Scardinius* sp.	*Thaumaturus rhenanus*	Fischreste, unbestimmt	Subzone nach BEST (1975)	Formation
6,8–8,0	X				X								X	X	X			X				
8,0–9,3													X		X			X			10	
9,3–10,0				X	X								X									
10,0–11,0					X									X	X							
11,0–12,0										X			X					X		X		
12,0–14,0	X				X		X						X							X	9c	
14,0–16,0	?							X	X				X									
16,0–18,0											X	X	X		?						8g	
18,0–18,8	X				X								X					X				
18,8–20,0				X									X		X							
20,0–21,1				X											X					X		
21,1–22,7				X											X		X					
22,7–24,8										X												
24,8–25,5						X							X		X		X				8b	
25,5–27,3			X			X	X						X			X						
27,4–29,3	?						X															
29,4–30,4																						
30,4–31,0			X																		(7b)	
31,0–34,0										X										X		
34,0–36,0				X	X																	
36,0–36,9		X			X											X				X		
36,9–38,0		X															X		X	X		
38,0–39,6										X										X		
39,6–42,0				X																	(6c)	
42,0–44,0				X															X			
44,0–45,3										X						X			X			
45,3–46,0										X												
46,0–46,7																						
46,7–48,0																						
48,0–50,0																						
50,0–50,3					X					X												
50,3–51,0																						
51,0–51,8																						
52,0–53,3																						
53,3–54,0																						

Formation: Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten); Wiesbaden-Formation (Untere Hydrobien-Schichten); vermutlich Kalkfreie Randfazies

X = Artnachweis ? = artliche Zuordnung unsicher **X** = Massenvorkommen ( ) Zuordnung zur Mikrofossil-Subzone wahrscheinlich
– – – wahrscheinliche Formationsgrenze

* *Aphanolebias meyeri* (AGASSIZ) beeinhaltet nach REICHENBACHER & GAUDANT (2003) die Arten *Prolebias meyeri* (AGASSIZ) und *Aphanus germaniae* WEILER. *Prolebias meyeri* (AGASSIZ) ist in KÜMMERLE (1981) als *Prolebias altus* WEILER fehlbestimmt, da *P. altus* nur in den stratigraphisch älteren Cerithien-Schichten vorkommt.



*** Massenlage von *Coccolithus pelagicus* (Wallich) und / oder *Reticulofenestra francofurtana* Best & Müller
▫ Massenlage von *Coccolithus pelagicus* (Wallich) vergesellschaftet mit *Scrippsiella francofurtana* Martini & Schiller
●●● Anreicherung von *Hymenomonas kelleri* Martini & Schiller, Probe WD1A
??? vermutete Position der Nannoplankton-Massenlage +21 in der AfE-Kernbohrung 1971 (BT90)

Abb. 4: Stratigraphische Übersicht über einen Teilbereich der miozänen Schichtenfolge im Frankfurter Stadtgebiet. Darstellung neuer Ergebnisse von Profiluntersuchungen in der ehemaligen Baugrube „WestendDuo" (Details in Abb. 6) mit Daten von Martini et al. 2004 (Baugrube „Allianz mainBuilding") sowie Wiesner 1967, 1970, 1971, Best 1975 und Martini 1988. Die Signaturen der Kartiereinheiten von Wiesner 1971 wurden stilistisch übernommen. Der Beginn der Gobiiden-Besiedlung markiert eine wesentliche und allgemein leicht identifizierbare Grenze zwischen den Mikrofossil-Subzonen 8a und 8b in der tiefen Frankfurt-Formation. Die Nannoplankton-Massenlagen (+18 bis +21) ermöglichen zusätzlich eine höher auflösende stratigraphische Untergliederung in der unteren Frankfurt-Formation. Sie sind regional nicht nur auf das Frankfurter Stadtgebiet begrenzt und auch von der Uni-Bohrung Mainz (Martini 1988: 213) und dem „Neuen DB-Tunnel Mainz Süd" (diese Arbeit) bekannt.

Wiesner (1970) untergliederte die miozänen Sedimente von Frankfurt und des Hanauer Raumes auf der Grundlage der Verteilung von karbonatischen Mikrofossilien in 12 Fossil-Horizonte. Seine Geländearbeiten und die biostratigraphische Interpretation der Fundpunkte dieser Fossil-Horizonte führte zur Erstellung einer geologischen Detailkarte vom westlichen Frankfurter Stadtgebiet (Wiesner 1970: Abb. 5 und 1971: Abb. 5), vgl. auch unsere Abb. 3b. Aufbauend auf diesen Arbeiten folgte die Dissertation Best (1975) mit einer feinstratigraphischen Bearbeitung der für Frankfurt besonders wichtigen AfE-Bohrung von 1971 (vgl. Abb. 3a, Lokalität 1a). Mehrere Publikationen aus den Jahren 1969 bis 1979, die im Zusammenhang mit den neu geschaffenen S- bzw. U-Bahnlinien entstanden, führten zu einer immer exakteren Kenntnis der Sedimentationsabfolge der Hydrobien-Schichten im Stadtgebiet (Friedrich & Kümmerle 1969, Kümmerle 1971, 1974 und Kümmerle & Scheer 1979). Die aktuellen Geologischen Karten (GK 25) mit Erläuterungen für den Frankfurter Raum stammen von Kümmerle & Seidenschwann (1993: Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost und 2009: Bl. 5817 Frankfurt a.M. West), eine zusammengefasste Darstellung der geologischen Verhältnisse für das Stadtgebiet Frankfurt a.M. von Radtke & Kümmerle 2010. Die im Osten anschließende Geologische Karte Bl. 5819 Hanau wurde von Renftel (1998) bearbeitet.

Während im Frankfurter Stadtgebiet die Frankfurt-Formation feinstratigraphisch weitgehend gut untersucht und dokumentiert wurde, sind die entsprechenden Beschreibungen dieser Ablagerungen im weiter östlich gelegenen Teil des Ha-

nauer Beckens relativ schlecht erforscht. In den Erläuterungen zur GK 5819 Bl. Hanau schlug Renftel (1998: 42, Abb. 8) die Bohrung 45 Bruchköbel (A/80 – B5) als „Standard-Profil der Hydrobien-Schichten des Hanauer Raumes“ vor. Diese Bohrung umfasst nach Renftel (1998: 236) von 6,60 m bis 51,80 m Bohrteufe ungegliederte Hydrobien-Schichten und bis 54,00 m Miozän (ungegliedert) und gilt als eine der wichtigsten bearbeiteten Kernbohrungen im östlichen Hanauer Becken. Die stratigraphische Untergliederung erfolgte durch Kümmerle anhand einer nicht linearen Beprobung des Bohrkerns durch den Bearbeiter H.H. Schmidt. Die Probenabschnitte variierten von ca. 0,3 m bis 3,0 m und wurden nur auf Mikrofossilien untersucht und in einem Gutachten beschrieben (Kümmerle 1981). Leider wurde das Material der Kernbohrung nicht aufbewahrt, so dass weitergehende Untersuchungen an dieser wichtigen Bohrung nicht mehr möglich sind. Eine aktuelle Bewertung der Fossilbestimmungen von Kümmerle (1981) ermöglichte uns eine weitergehende stratigraphische Analyse und nach Möglichkeit die Einstufung einzelner Proben in die Mikrofossil-Subzonen nach Best (1975) (siehe Tab. 3). Die damals willkürlich gewählten Probenabstände erlauben es leider nicht, die besonders wichtige Grenze zwischen Wiesbaden- und Frankfurt-Formation (Mikrofossil-Subzone 7f/8a siehe auch Abgrenzungskriterien in Martini et al. 2011: 241) nachträglich in einer neu angelegten Tabelle (siehe unsere Tab. 3) genau festzulegen.

Grundlegende Kriterien für die Stratigraphie und Kartierung von Einheiten im Hanauer Becken (damals noch östliches Mainzer Becken) lieferte bereits Wiesner (1967, mit veröff. Kurzfassung 1970) mit einer mikropaläontologische Feingliederung, die durch Subzonen von Best (1975) ergänzt wurde. Sie dient seitdem als Basis für die Korrelation im Abschnitt *inflata*-Schichten (heute Rüssingen-Formation) bis Landschneckenmergel (heute Niederrad-Formation vgl. Radtke & Kümmerle 2004) (vgl. auch Abb. 3b). Nach ersten Funden von kalkigem Nannoplankton in der AfE-Bohrung (Best & Müller 1972) folgten weitere Funde von Nannoplankton-Massenlagen, die in den höheren *inflata*-Schichten (heute höhere Rüssingen-Formation) bis in die tieferen Oberen Hydrobien-Schichten (heute tiefere Frankfurt-Formation) als Lagen –4 bis +20 zum Teil weiträumig nachweisbar sind (Martini 1981, 1988). Diese Nannoplankton-Massenlagen erlauben eine sichere Korrelation von geeigneten, feinkörnigen Sedimentproben, die makroskopisch auf den ersten Blick fossilleer erscheinen. Eine aktuelle Darstellung der Mikrofossil-Zonierung, einschließlich der bis dahin bekannten Nannoplankton-Massenlagen ist für das Hanauer Becken in Martini et al. (2011: Tab. 2 bis 4) dargestellt.

4 Lagerungsverhältnisse

Die Lagerungsverhältnisse der tertiären Sedimente im Frankfurter Stadtgebiet weisen erhebliche kleinräumige Unterschiede auf. In der Profildarstellung von Fischer (1913: Abb. 1 „Der Schichtaufbau im Untergrund des Neuen Museums a. d. Victoria-Allee“ und unsere Abb. 2) ist eine deutliche „Aufwölbung“ im Untergrund des Museums in der tertiären Abfolge erkennbar. Fischer (1913) folgte damit Kinkelin (1909: 22), die Lagen, wie sie auch im Untergrund des Senckenberg Museums bekannt sind, mit *Potamides plicatus pustulatus* und *Tympanotomus conicus* noch in die „Oberen Cerithienschichten“ zu stellen (vgl. hierzu auch Zilch & Fischer 1950). Nach heutigem Kenntnisstand ist diese stratigraphische Einstufung nicht haltbar (vgl. Best & Wiesner 1966 und diese Arbeit S. 102) und die daraus resultierende „Aufwölbung“ unbegründet und verwirrend dargestellt.

Kümmerle & Seidenschwann (1993) erwähnen auffallende Schrägstellungen der Schichten in Teilen der Frankfurter Innenstadt und begründen dies mit tektonischen Verstellungen. Detaillierte Daten zu den Lagerungsverhältnissen im Frankfurter Stadtgebiet stellte Best im Rahmen seiner Diplomarbeit (1966) zusammen, die unter anderem als Grundlage zu seiner 1975 veröffentlichten Dissertation dienten. Der von Best (1966) untersuchte Aufschluss der Baustelle für die Tiefgarage der Goethe-Universität (Gräfstraße/Mertonstraße, vgl. unsere Abb. 3a: Fundpunkt 2) zeigt ein scheinbares Einfallen der Schichten der Wiesbaden- und Frankfurt-Formation mit ca. 20° nach Norden. Synsedimentäre Verstellungen bzw. tangentiale Anlagerungen von Sedimenten gehen offensichtlich auf die Bildung größerer Stromatolith-Vorkommen zurück. Dagegen scheinen die tertiären Schichten in Teilen der Frankfurter Innenstadt gleichmäßig schwach nach Nordwest einzufallen (Friedrich & Kümmerle 1969: 371), was mit der jeweiligen Tiefenlage der Grenze Wiesbaden- und Frankfurt-Formation in den Profilen (siehe Tab. 2) übereinstimmt.

In der Baugrube für das Hotel Sofitel am Opernplatz wurde 2014 in einer Tiefe von ca. 12 m Lagen mit gut erhaltenen Fischskeletten aus dem „Frankfurter Ton“ (umgangssprachlicher Begriff für bituminöse Hydrobien-Schichten) gefunden und als spektakuläre Funde in der Tagespresse publik gemacht. Ein vom Archäologischen Museum Frankfurt angelegtes und fotografisch dokumentiertes Schurfprofil zeigt einen mehrere Meter mächtigen Anschnitt der dunkelbraunen, vermutlich stark bituminösen Sedimente (vgl. Hampel 2014). Eine nähere stratigraphische Einstufung liegt bislang nicht vor.

Vergleichbare Sedimente für die genauere stratigraphische Einstufung liefern nach unseren Erkenntnissen die Baugruben „OpernTurm“ und die Bohrung 131 am Opernplatz (Abb. 3a und Tab. 2: Fundpunkte 7a und 7b) sowie die AfE-Bohrung

1971 (Abb. 3a: Fundpunkt 1a), in denen die Grenze der Wiesbaden-Formation zur Frankfurt-Formation jeweils miteinander korreliert werden kann. Die besagte Grenze lag in der Bohrung 131 (Opernplatz) bei 94,74 m über NN, hingegen in der AfE-Bohrung 1971 (Senckenberganlage 13-17) bei 78,94 m über NN, unter offensichtlich leichter Zunahme der Mächtigkeit zumindest im unteren Teil der Frankfurt-Formation. Betrug der Abstand zwischen der Grenze Wiesbaden- und Frankfurt-Formation und der Nannoplankton-Lage +19 in der Taunusanlage „Allianz mainBuilding“ (Abb. 3a: Fundpunkt 5) 1 Meter, vergrösserte sich dieser Abstand in der AfE-Bohrung 1971 (Abb. 3a: Fundpunkt 1a) auf 2,1 m. Weitere 2,7 m oberhalb der Lage +19 folgt hier die Lage +20. Der Abstand zwischen dieser Lage und der Grenze Wiesbaden- und Frankfurt-Formation müsste in der Baugrube „WestendDuo“ (Abb. 3a: Fundpunkt 4) etwa 2,5 m betragen (weitere Details vgl. Tab. 2).

Nach Auswertung der Profile von der Baustelle „WestendDuo“ (Abb. 3a: Fundpunkt 4) und der Bohrung 154 (Abb. 3a: Fundpunkt 3) in der Bockenheimer Landstraße ist aufgrund der Tiefenlage der Grenze Wiesbaden- und Frankfurt-Formation bei etwa 86 m über NN bzw. bei 75,5 m über NN eine bislang nicht erwähnte Verwerfung anzunehmen.

5 Aufschlussverhältnisse im Untersuchungsgebiet

Der Untergrund von Frankfurt wurde und wird kontinuierlich durch Baustellen oberflächennah erschlossen (vgl. Abb. 3a), die zur Klärung geologischer und stratigraphischer Fragen beitragen können. Insbesondere gut ausgebaute Straßenzüge bieten immer wieder Baugruben für Hochhäuser und U-Bahnstrecken Profillinien (z. B. Kümmerle & Scheer 1979), die Daten zur detaillierten Schichtenfolge der Formationen liefern. In den Wintermonaten Dezember 2004 und Januar 2005 erfolgte mit der Auskofferung der Baustelle für den neuen, 96 m hohen Gebäudekomplex „WestendDuo“ in der Bockenheimer Landstraße 24 (Abb. 3a: Lokalität 4), die Möglichkeit den stratigraphisch besonders wichtigen Abschnitt der unteren Frankfurt-Formation zu erkunden. Zuvor stand auf diesem Gelände bereits ein kleineres und älteres Gebäude (HochTief Hochhaus von 1968, auch als „Eiermann-Haus“ bei Architekten bekannt). Für das neue Bauvorhaben war eine deutlich größere und tiefere Fundamentgründung notwendig, so dass mit großer Wahrscheinlichkeit anthropogen ungestörte Sedimente der Frankfurt-Formation vermutet wurden. Baustellen dieser Dimension unterliegen einer straffen Zeitplanung, das Ausbaggern und das Gießen der Betonfundamente gehen Hand in Hand einher. Trotz eines enormen Zeitdrucks bestand die Möglichkeit einer eingeschränkten Besichtigung und Beprobung der geologisch wichtigen Sedimentabfolge, die hier leider nur kurzfristig aufgeschlossen war. Die Bau-Leitung ermöglichte in vorbildlicher Weise den mehrmaligen Besuch der

Abb. 5: Manfred Keller bei der Probennahme während der fortlaufenden Bautätigkeit in der Baugrube „WestendDuo“, nahe Profil B (feinlagige, tonige Sedimente der Frankfurt-Formation). Blick von Osten nach Westen, im Hintergrund Ecke Liebigstraße/Bockenheimer Landstraße (Aufnahme W. Ott, 16.12.2004).

Baustelle durch die Herren Manfred Keller und Wolfgang Ott für paläontologische Probennahmen.

Während der Bautätigkeit wurden in der Baugrube des Komplexes an 4 Stellen Teilprofile aufgenommen und beprobt. Die Profile A bis D lagen etwa in SO-NW Richtung, wobei das Profil D im Westteil der Baugrube besonders eingehend beprobt werden konnte. Die von M. Keller und W. Ott freigelegten 4 Teilprofile lagen im südlichen Areal der Baustelle und umfassten eine Mächtigkeit von insgesamt 4,3 m. Eine lückenlose vertikale Profilaufnahme und Beprobung war wegen des stetigen Baustellenbetriebs leider nicht möglich. Der Aushub der Baugrube erfolgte im sogenannten Kaskadenbetrieb, d. h. der Aushub wurde von Bagger zu Bagger (die auf unterschiedlich hohen Baustellensohlen standen) weitergereicht, bis das Straßenniveau mit den Verlade-LKW erreicht war (vgl. Abb. 5). Besondere Rücksicht auf geologisch interessante Strukturen konnte somit nicht ermöglicht werden.

6 Material und Methoden

Aufgrund der Bautätigkeit, die vorrangig und störungsfrei ablaufen sollte, konnte die Baugrube „WestendDuo“ mit ihren sich ständig veränderten Aufschlussverhältnissen nur in Etappen besichtigt und dokumentiert werden. Aus Zeitgründen beschränkte sich die Probennahme vordringlich auf die Makrofossil-führenden Sedimentbereiche, insbesondere auf Lagen mit Fisch-Skeletten. Zusätzlich wurden Proben von hellen Kalkschlufflagen genommen, die als mögliche Nannoplankton-Massenlagen in Frage kamen. In erster Linie wurde Wert auf eine quantitative Probengewinnung gelegt, wobei die Proben leider nicht immer orientiert entnommen wurden (Slg. W. Ott: Proben WD 1 bis WD 33; ohne oben-unten-Markierung und ohne stratigraphische Ordnung der Probennummern).

Im Labor erfolgte von W. Ott und M. Keller eine weitere Be-

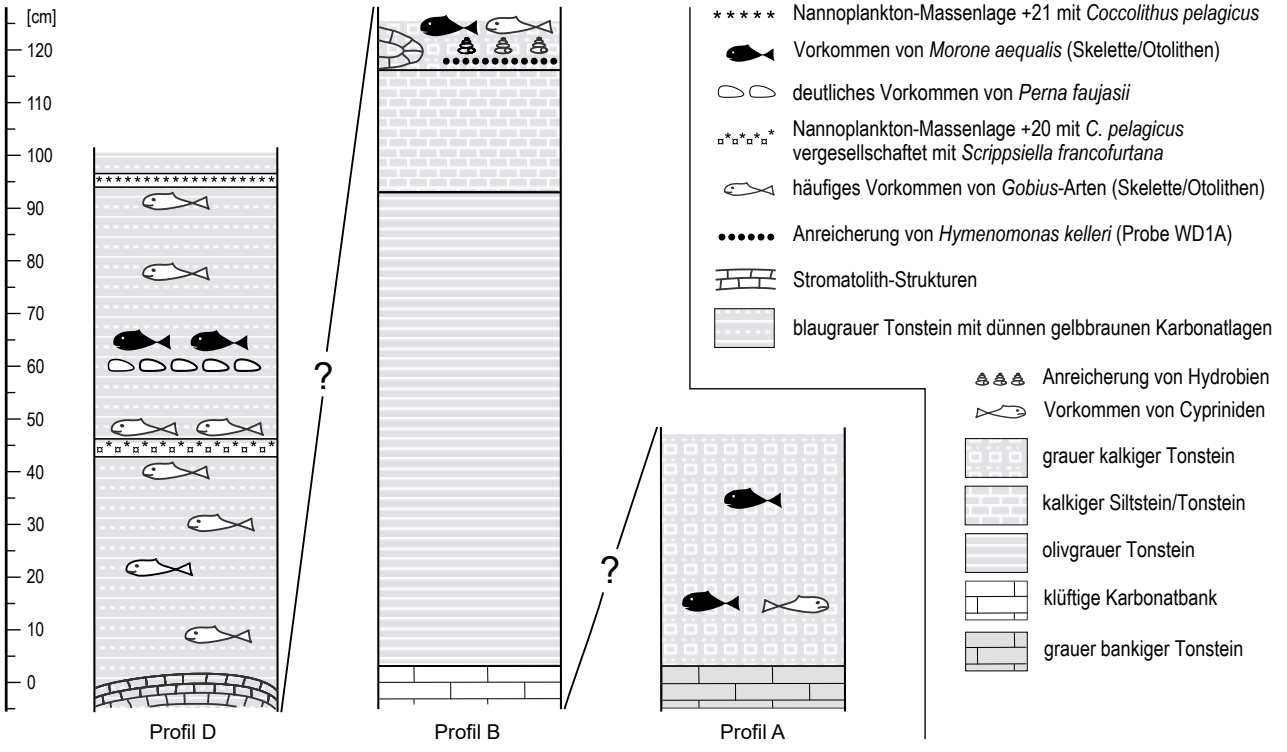


Abb. 6: Graphische Darstellung der Profile A, B und D in der Baugrube „WestendDuo“ (erweitert und modifiziert nach Martini & Schiller 2017: Abb. 2). Schwerpunkt der Probennahme von W. Ott und M. Keller war die Bergung von Fischskeletten, Makrofossilien und Probenmaterial für weiterführende mikropaläontologische Untersuchungen. Die feinstratigraphische Einstufung, Korrelation und Darstellung der Profile erfolgte erst nach Auswertung von Nannoplankton-Proben. In den Profilen B und D konnte das stratigraphisch wichtige Einsetzen der Gobiiden-Besiedlung (Mikrofossil-Subzone 8b nach Best 1975) festgestellt werden. Der tiefere Abschnitt von Profil B enthielt keine verwertbaren Fossil-Reste. Profil A (Basis bei ca. 86, 4 m über NN) zeichnet sich durch das Fehlen von Gobiiden aus, enthält jedoch Reste von Cypriniden und *Morone aequalis* und ist deshalb der Mikrofossil-Subzone 8a (nach Best 1975) zuzuordnen.

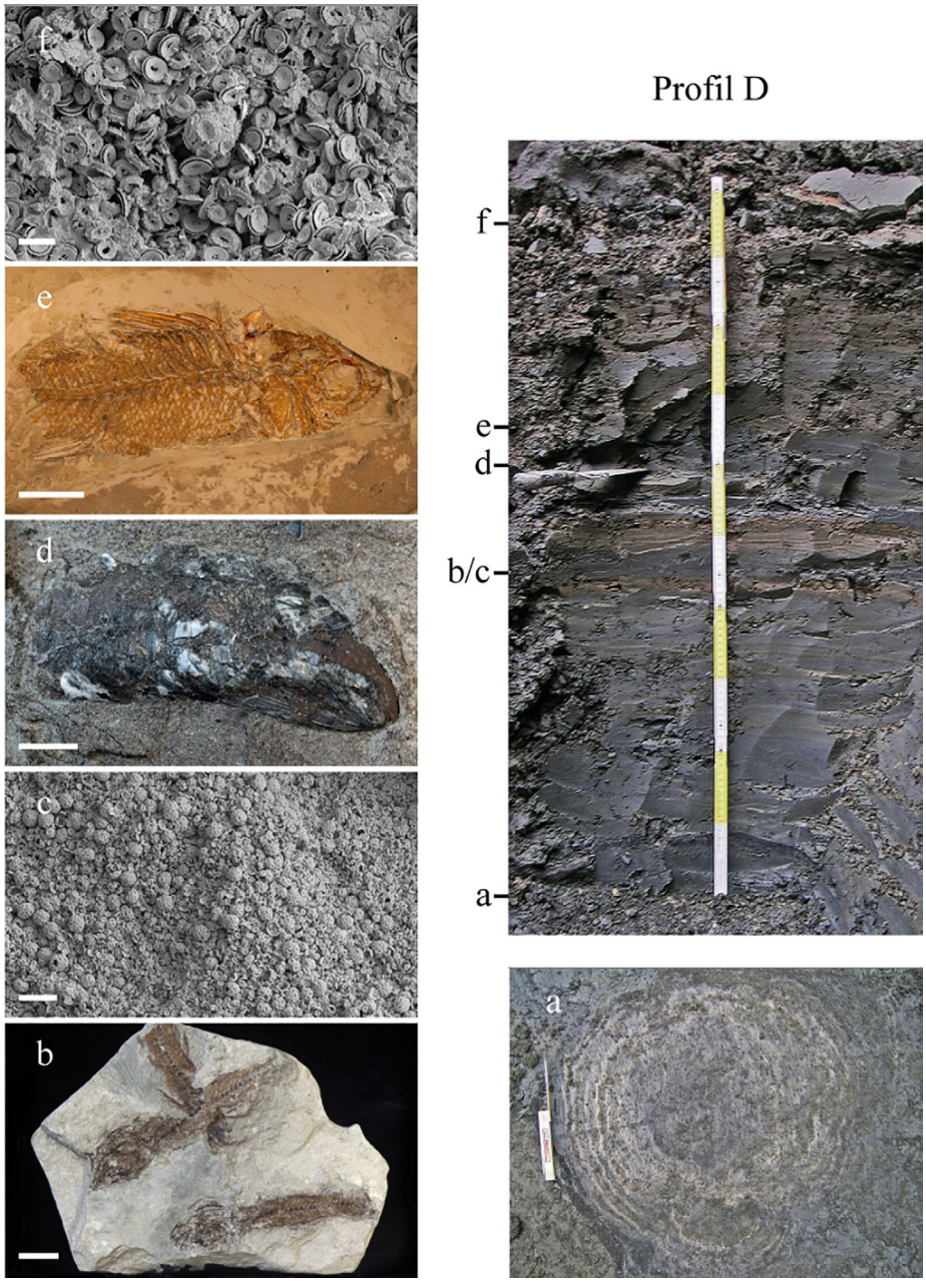


Abb. 7: Detaillierte Darstellung von Profil D, entsprechend der Geländeaufnahme und Fotodokumentation von W. Ott (3.1.2005). Baugrube „WestendDuo“, Maßstab 1 m. Tiefere Frankfurt-Formation (Mikrofossil-Subzone 8b nach Best 1975). a (unten) bis f (oben) zeigen wichtige fossilführende Schichtflächen im Detail bezüglich ihrer Position im Profil D.

f: Plattiger heller Kalkschluff mit der Nannoplankton-Massenlage +21 mit *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller 1930), Probe WD 3A (vgl. Taf. 1: Fig. 4), REM, Maßstab 10 µm. Profilhöhe 95 cm.

e: *Morone aequalis* (Koken), mittels Transfertechnik (Polyester-Kunststoff) umgebetteter, fast kompletter Skelettrest, Probe WD 8 (Präp. W. Ott). Maßstab 2 cm. Profilhöhe 65 cm. Zugehörige rechte Sagitta abgebildet auf Taf. 5: Fig. 6.

d: *Perna* sp. (ehemals *Mytilus* sp.), mittels Transfertechnik (Polyester-Kunststoff) umgebettete rechte Schale aus der Perna-Schill-Lage, Probe WD 29 (Präp. M. Keller). Maßstab 0,5 cm. Profilhöhe 60 cm.

c: Nannoplankton-Massenlage +20 mit zahlreichen Coccosphären von *Coccolithus pelagicus*, Probe WD 18 (vgl. Taf. 1: Fig. 1), REM, Maßstab 20 µm. Profilhöhe 45 cm.

b: 3 Gobiiden-Skelette aus einem Leichenfeld (Probe WD 21), hellgelbliche Kalkschluff-Lage (Nannoplankton-Massenlage +20). Maßstab 0,5 cm. Profilhöhe 45 cm.

a: Querschnitt eines großen Stromatolithen auf einer temporär freigelegten Sohle in der Baugrube „WestendDuo“ (Basis Profil D). Die Struktur zeigt helle und dunkle konzentrische Lagen. Durchmesser ca. 120 cm (vgl. auch Abb. 10).

gutachtung und Bearbeitung der geborgenen Funde, insbesondere wurden einige Fisch-Reste mit der Transfer-Methode auf Polyester-Kunststoff umgebettet. Mehrere Lagen mit erkennbaren Kleinfossil-Resten, wie Otolithen und Foraminiferen wurden geschlämmt und ausgelesen (Slg. W. Ott: Proben WD Z1 bis WD Z7, d.h. 7 Frankezellen). Mikroskopische Untersuchungen wurden anschließend zur Klärung taxonomischer und feinstratigraphischer Fragen von den späteren Bearbeitern E. Martini (Lichtmikroskopie) und W. Schiller (Rasterelektronenmikroskopie) am Sammlungsmaterial von W. Ott durchgeführt. Von hellen feinkörnigen Karbonat-Lagen sowie auffälligen Horizonten mit Fisch-Skeletten (Probenmaterial Ott) wurden lichtmikroskopische Präparate für Nannoplankton-Untersuchungen (Slg. E. Martini: Proben WD N1 bis WD N7, N = Nannoplankton) angefertigt und analysiert. Parallel dazu durchgeführte REM-Untersuchungen an besonders feinlaminierten Lagen vervollständigten und ergänzten die Mikrofossil-Vergesellschaftung (erste Ergebnisse in Martini & Schiller 2017).

Zusätzliche REM-Proben der Lokalitäten „WestendDuo“ und der AfE-Bohrung 1971 ergaben eine sehr differenzierte Mikrofossilführung. Scheinbar makroskopisch fossilleere Sedimentabschnitte enthielten außerordentlich viele Mikrofossilien, insbesondere auffallende, doppelwandige, kugelige, kalkige Zysten von Dinoflagellaten. Außerdem fanden wir neben den bekannten Nannoplankton-Massenlagen auch partiell gehäuft Vorkommen von Coccolithen einer bislang unbeachteten extrem kleinen Nannoplankton-Art (*Hymenomonas kelleri* Martini & Schiller 2017), deren stratigraphische Verbreitung bislang noch nicht ausreichend bekannt ist. Diese Art konnte bisher nur in einer ca. 1,5 cm mächtigen, aber besonders wichtigen Lage im Profil B der Baugrube „WestendDuo“ (Probe WD 1A, Handstück siehe Abb. 8) und dann auch bei ca. 14,60 m in der AfE-Bohrung 1971 nachgewiesen werden. Der Horizont im Profil B lässt sich mangels exakter Profilaufnahme im Zentimeterbereich in der ehemaligen Baugrube nicht genau in den tieferen Teil der Frankfurt-Formation einhängen, liegt aber aufgrund der Gobiiden-Funde in der Mikrofossil-Subzone 8b von Best (1975) (siehe Abb. 4 und 6).

Abb. 8: Handstück WD 1A, feingebänderte karbonatische und tonige Sedimentabfolge mit zahlreichen Hydrobien. Die gesamte Sedimentabfolge enthält fein verteilt zahlreiche Coccolithen von *Hymenomonas kelleri* (Details siehe Taf. 2: fig. 1 und 2; vergleiche auch Anschliff in Martini & Schiller 2017: fig. 5). Profil B der Baugrube „WestendDuo“, tiefere Frankfurt-Formation (Mikrofossil-Subzone 8b). Maßstab 1 cm.

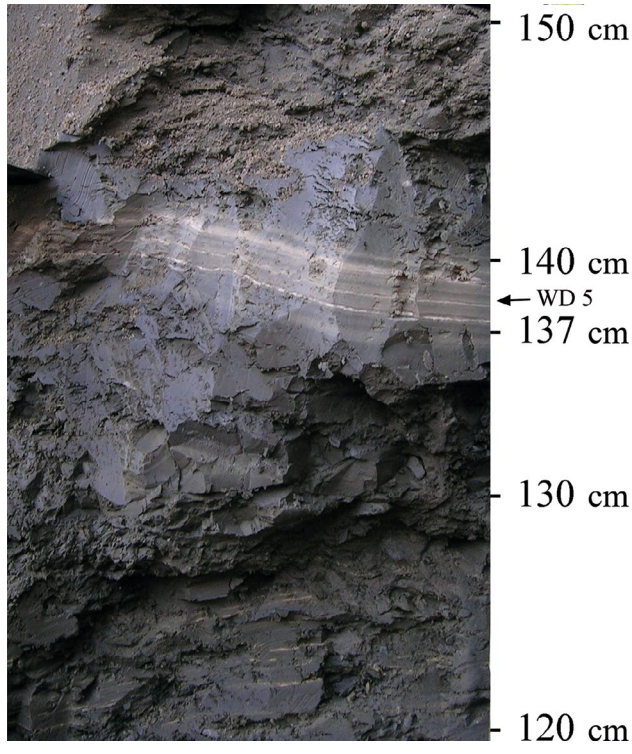


Abb. 9: Oberer Teil von Profil C der Baugrube „WestendDuo“, tiefere Frankfurt-Formation (Mikrofossil-Subzone 8b) mit Einschaltung von hellgelblichen Kalkschluff-Lagen. Oberste Sequenz von Kalkschluff-Lagen bei 137 bis 140 cm mit Position von Probe WD 5, siehe Pfeil.

7 Profilaufnahmen in der Baugrube „WestendDuo"

Das Strassenniveau der Baugrube „WestendDuo" liegt im Bereich der Bockenheimer Landstrasse bei ca. 102 m über NN. Die Baugrubensohle wurde in einer Tiefe von 15,60 m angelegt, was einem Niveau von ca. 86,4 m über NN entspricht. Der anthropogene Schutt besass eine Mächtigkeit von ca. 4 bis 5 m, die ursprüngliche Fundamentgründung des 1968 fertiggestellten, 22 geschossigen „Eiermann-Hauses" war vermutlich 10 m tief, umfasste aber nur einen kleineren Teil der (neuen) gesamten Baugrube. Aufgrund des raschen Fortschritts der Bautätigkeit bestand keine Möglichkeit ein zusammenhängendes und lückenloses vertikales Profil zu erstellen. Der Baustellenbetrieb führte zu einer Staffelung des Abbaus auf mehreren Sohlen. Die tiefste in der Baugrube zugängliche Sohle wurde während der Geländeaufnahme als Basis von Profil A bezeichnet und repräsentiert die stratigraphisch ältesten erreichbaren Schichten bei ca. 86,4 m über NN. Diese Stelle befand sich im östlichen Teil der Baustelle in der Nähe der Strasse Unterlindau. Die Profile B bis D schließen sich in westlicher Richtung an, wobei Profil D die jüngsten in dieser Baustelle beprobten Sedimente lieferte.

Probleme bezüglich der Korrelation der Sedimentabfolge ergaben sich für alle vier Teilprofile, da die Abspundung der Baugrubenwände, weitere Spundwände innerhalb der Baugrube und die kontinuierlichen Baggerarbeiten eine Verfolgung der einzelnen Horizonte beeinträchtigten. In der Baugrube mussten zuerst die Anschnitte der Profilwände in mühseliger Weise von den Spuren der Baggerarbeiten befreit werden, bevor eine Beprobung und Dokumentation erfolgte, was unter dem enormen Zeitdruck nicht immer lückenlos möglich war.

Profil A: Erstbegehung am 3.12.2004, Basis bei ca. 86, 4 m über NN. Mächtigkeit ca. 50 cm jedoch ohne genauere Profilaufnahme (Korrelation Abb. 6).

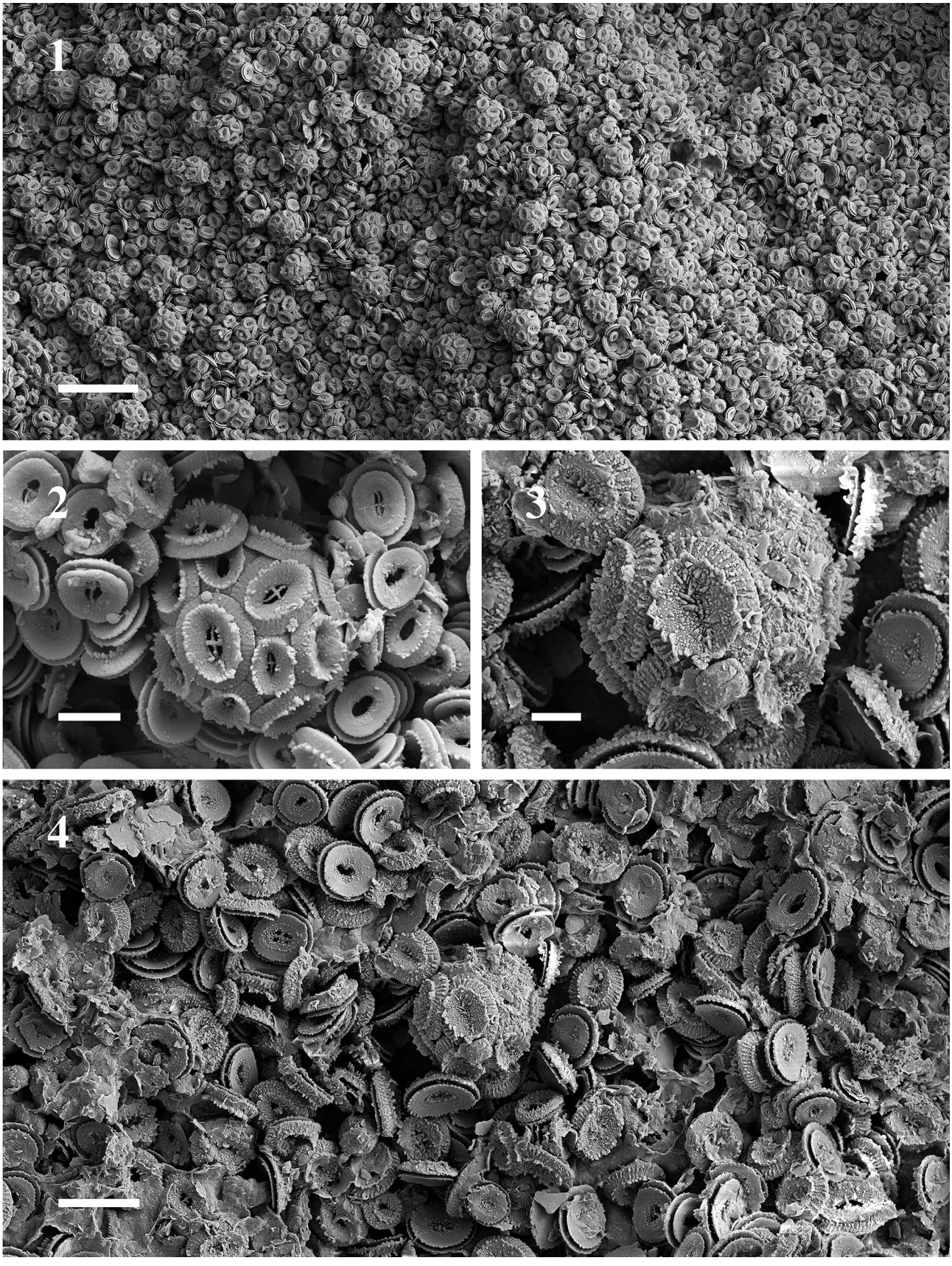
Im unteren Teil von Profil A standen graue bankige Tonsteine an, über denen dunkelgraue Tonsteine folgten. Aus diesem Bereich wurden in einer dünnen rostbraunen Lage zahlreiche Skelett-Reste und Otolithen von *Morone aequalis* (Koken, 1891) (Probe WD Z4: Frankezelle mit 46 Otolithen), Schlundzähne und Lapilli von Cypriniden (Probe WD Z1 und Z2) sowie ein Otolith einer juvenilen *Perca* sp. (WD Z2) und Ostracoden (Stücke WD 32 und WD 33, Probe WD Z3) geborgen. Oberhalb dieser Lage konnte in einem grauen Tonstein ein vollständiges adultes Skelett von *Morone aequalis* entnommen werden (Slg. M. Keller). Da in diesem Profil stratigraphisch noch keine Reste von Gobiiden nachweisbar waren, gehört diese Abfolge in die Mikrofossil-Subzone 8a von Best (1975). Das schnelle Ausbaggern der Baugrube bedingte, dass im Profil A nur wenige Proben genommen werden konnten. Weder die zu erwartenden Nannoplankton-Massenlagen +18 und +19, noch die Grenze zu der unterlagernden Wiesbaden-Formation waren feststellbar, obwohl die oben genannte Fauna für die Nähe dieser stratigraphischen Grenze sprach.

Profil B: Profilaufnahme am 16.12.2004, Mächtigkeit ca. 120 cm (Korrelation Abb. 6).

Vom Liegenden zum Hangenden folgten hier über einer klüftigen Karbonatbank 90 cm olivgraue bis graue Tonsteine und dann eine ca. 23 cm mächtige unverfestigte Karbonat-Lage. Darüber standen olivgraue bis graue, kalkige Tonsteine an, in denen sich ca. 5 cm oberhalb der unverfestigten Karbonat-Lage mehrere dünne Kalkbänkchen befanden. In den oberen Tonstein-Horizonten konnte zudem ca. 10 cm mächtige linsenförmige Stromatolith-Strukturen (vergleichbar mit Abb. 8 in Martini et al. 2004) sowie geringmächtige Anreicherungen von Hydrobien festgestellt werden (Abb. 8). Bei ca. 120 cm Profilhöhe wurden schlecht erhaltene juvenile Gobiiden sowie Skelett-Reste von *Morone aequalis* angetroffen.

Bei der Geländebegehung durch M. Keller und W. Ott wurde das Profil B aufgrund der rasch fortschreitenden Bautätigkeit leider nur stichpunktartig beprobt. Das Hauptaugenmerk lag damals vorwiegend auf der Bergung der Fisch-Skelette.

Ein unorientiert entnommenes Handstück WD 1A (siehe Abb. 8) aus dem oberen Bereich des Profils B umfasst eine tonig-kalkige Sedimentabfolge von ca. 10 bis 18 mm Mächtigkeit. Es enthält mehrere Lagen von Hydrobien und sah vielversprechend in Bezug auf das Ausschlämmen von weiteren Mikrofossilien aus. Das zur Verfügung stehende Probenstück wurde zunächst (wie auch alle anderen Sedimentproben) mittels Schmierpräparaten auf Nannoplankton hin untersucht. Im getrockneten Zustand weist dieses Handstück mehrere helle, diskrete, flaserige Karbonatlagen mit Hydrobien auf. Die Sedimentprobe WD 1A setzt sich hauptsächlich aus mikroskopisch kleinen anorganischen Karbonatpartikeln und Tonmineralen mit Anreicherungen von nicht kompaktierten Hydrobien-Schalen zusammen. Lagenweise ließen sich häufig Kolonien der Grünalge *Botryococcus* sowie vereinzelt Sporomorphen und kalkige Zysten von Dinoflagellaten nachweisen. Eine stärkere diagenetische Überprägung konnte nicht festgestellt werden. Erst eine intensive Durchmusterung einer REM-Probe führte dann überraschend zum Nachweis und der Identifikation der extrem kleinen, zum damaligen Zeitpunkt unbekannten Nannoplankton-Art *Hymenomonas kelleri*. Im Anschluss daran wurden 6 weitere REM-Proben über die vertikale Abfolge der Sedimentprobe angefertigt, die Hinweise auf die Verteilung dieser Spezies im Sediment geben sollten. Dabei wurden neben diffus verteilten Coccolithen von *H. kelleri* auch nestartige Anreicherungen (Teil einer in situ zerfallenen Coccosphäre) dieser kleinen Nannoplankton-Art nachgewiesen (Taf. 2: fig. 1 und 2).


1
2
3
4

Profil C: Situation am 20.12.2004, Mächtigkeit ca. 160 cm.

In diesem Profil dominierten im bergfeuchten Zustand homogene, dunkelgraue Tonsteine ohne auffallende Fossilführung. Im oberen Abschnitt des Profils (ab ca. 100 cm) befanden sich mehrere Einschaltungen von teilweise feinlaminierten hellgelblichen Kalkschluff-Lagen. Bei ca. 137 bis 140 cm (Abb. 9 mit Position der Probe WD 5) Profilhöhe wurde eine auffallende Sedimentabfolge mit deutlicher Lamination freigelegt, in deren oberen Teil und in den unmittelbar darüber angrenzenden Tonsteinen Skelettreste von Gobiiden gefunden wurden. Entsprechend gehört dieser Bereich in die Mikrofossil-Subzone 8b nach Best 1975. Erste lichtmikroskopische Untersuchungen ergaben für die Probe WD 5 kein Nannoplankton, jedoch wurden Fragmente von Ostracoden nachgewiesen. Für die anschließenden REM-Untersuchungen wurden weitere Proben (WD 5, Teilproben a bis c) einer leicht aufspaltbaren Kalkschluff-Lage präpariert. Diese Kalkschluff-Lagen bestehen weitgehend aus allochthonen, schlecht sortierten Karbonatkörnern mit diffus eingeschalteten Mikrofossilien und Fragmenten von Kalkschalen (vermutlich Ostracoden). In den Proben wurden zudem nicht selten Reste von Foraminiferen in unterschiedlicher Erhaltung und Korrosion der Schalen gefunden. Ebenso deuten Karbonatkörner mit starken Anlösungsspuren auf einen Eintrag in ein Milieu mit verändertem Elektrolytgehalt hin. Wegen unzureichender Daten für die Korrelation, insbesondere bei der Geländeaufnahme, wurde das Profil C nicht in Abb. 6 dargestellt.

Profil D: Profilaufnahme am 3.1.2005, Mächtigkeit ca. 100 cm (Korrelation Abb. 6, Fotodokumentation Abb. 7 a–f). Das aufgegrabene Profil D zeigte im frischen Anschnitt eine Abfolge von dunklem bituminösen Tonstein mit Einschaltungen heller Kalkschluff-Lagen, deren Position in der Abfolge in diesem leicht angetrockneten Zustand besonders gut erkennbar war. Fossilführende Horizonte, insbesondere Lagen mit Fischen, ließen sich unter diesen Bedingungen relativ leicht identifizieren.

Im Profil folgten über einem Horizont mit Stromatolithen (einzelne Stromatolithe von bis zu ca. 120 cm Durchmesser, Abb. 7 a) blaugraue Tonsteine mit mehreren dünnen, gelbbraunen Bändern, die teils sehr gut erhaltene, kleine *Gobius*-Skelette führten. In der Profilhöhe von 45 cm befand sich ein beigefarbener Kalkschluff-Horizont mit einer mehrere Millimeter mächtigen Schicht mit *Coccolithus pelagicus*, die als Nannoplankton-Massenlage +20 (Martini 1988) identifiziert werden konnte (Taf. 1: Fig. 1–2, Abb. 7 c). Dieser Kalkschluff-Horizont enthielt zudem Skelettreste von Gobiiden (siehe Abb. 7 b, Probe WD 18).

⇦ **Tafel 1**

***Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, 1930, kalkiges Nannoplankton**

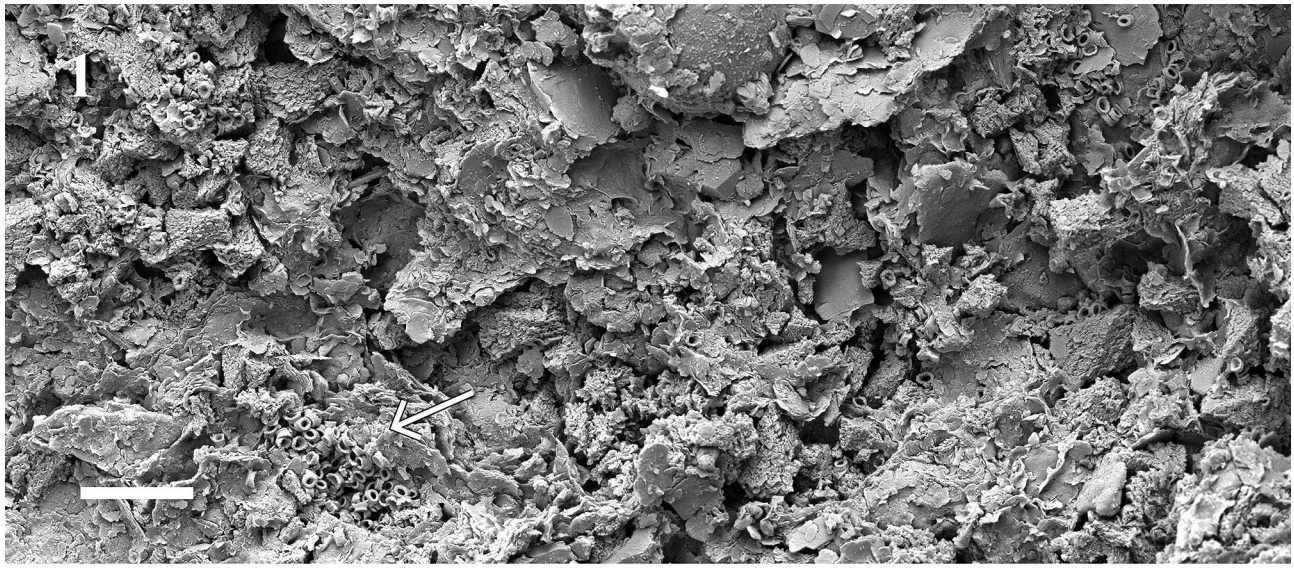
Baugrube „WestendDuo“, Bockenheimer Landstraße 24, Frankfurt a.M., Profil D, Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten).

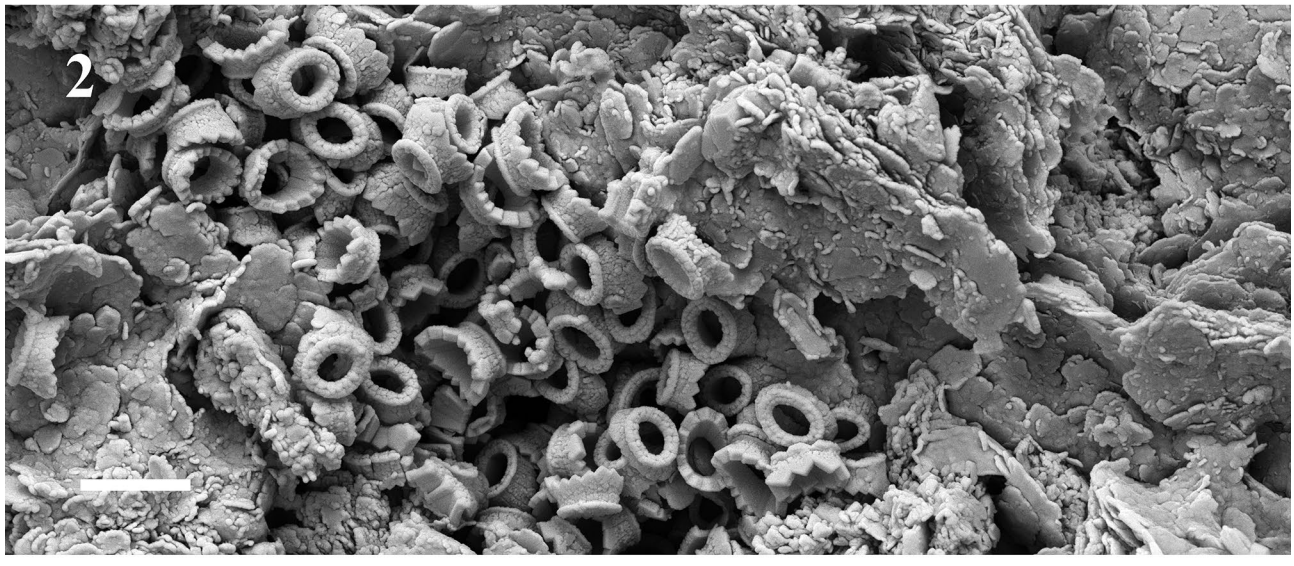
Fig. 1. Nannoplankton-Massenlage +20, Sedimentübersicht mit monotypischer, nahezu reiner Ablagerung von *C. pelagicus* (ohne tonige Matrix). Die mehrere Millimeter mächtige Gesteinsprobe wurde vorsichtig aufgespalten, so dass eine Sedimentfläche freigelegt werden konnte, die einen möglichst unverfälschten Eindruck der vorherrschenden Ablagerungsbedingungen widerspiegelt. Das Sediment weist nahezu keine Spuren stärkerer Kompaktion auf und zeigt ein lockeres Haufwerk ausschließlich von wohlerhaltenen Coccolithen und sogar zahlreichen Coccosphären von *C. pelagicus*. Diese Massenlage von *C. pelagicus* markiert eine markante Algenblüte, die in den Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) als Leithorizont dient (vgl. Martini 1988). Probe WD 18, REM, Maßstab 40 µm.

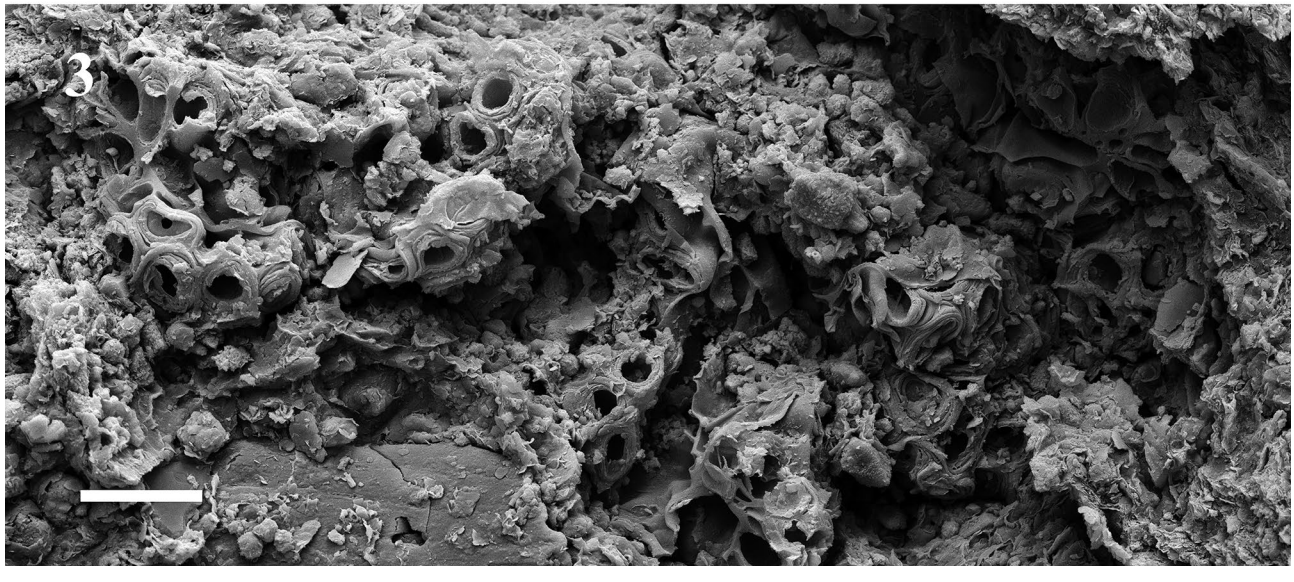
Fig. 2. Coccosphäre von *C. pelagicus* aus der Nannoplankton-Massenlage +20. Der distale Schild zeigt deutlich sekundäre Anlagerungen von Kalzit (helle Partien), in Form von fein verteilten submikroskopisch kleinen Partikeln sowie Anwachssäumen auf den exponierten Kristallitspitzen. Im Zentrum der Coccolithen sind zwei sich annähernd rechtwinkelig kreuzende Stege aus Kalzitpartikeln primär ausgebildet. In schlecht erhaltenen Sedimentproben fehlen diese Stege weitgehend. Probe WD N1a, REM, Maßstab 4 µm.

Fig. 3. Coccosphäre von *C. pelagicus* aus der Nannoplankton-Massenlage +21, Detail aus Fig. 4. Die ungefähr 16 µm im Durchmesser messende Coccosphäre zeigt die in Fig. 4 beschriebenen deutlichen Anlagerungen von sekundärem Kalzit. Probe WD 3A, REM, Maßstab 3 µm.

Fig. 4. Nannoplankton-Massenlage +21, Sedimentübersicht mit monotypischer, nahezu reiner Ablagerung von *C. pelagicus* (mit schwach toniger Matrix). Das Sediment besteht vorwiegend aus einzelnen Coccolithen und nur wenigen dreidimensional erhaltenen Coccosphären. Das Sedimentgefüge ist in etwa vergleichbar mit der Nannoplankton-Massenlage +20, Probe WD 18, dargestellt in Fig. 1 und zeigt ebenfalls ein noch vorhandenes Porenvolumen. Besonders auffällig für die Probe WD 3A ist hier das deutliche, sekundäre Kalzitwachstum, insbesondere an den exponierten Konturen der Coccolithen-Kristallite. Das fakultativ existierende Zentralkreuz bei *C. pelagicus* kann in dieser Probe nur an wenigen Exemplaren nachgewiesen werden. Ein Teil der Coccolithen besitzt eine unregelmäßig gestaltete Zentralöffnung, bei anderen Exemplaren ist sie durch sekundäres Kalzitwachstum nahezu verschlossen. Im Gegensatz zur Probe WD 18 (Fig. 1) konnte außerdem eine schwache diagenetische Überprägung in Form von sehr kleinen, fein verteilten Kalzitpartikeln festgestellt werden, die der Probe ein „schmutziges“ Erscheinungsbild verleihen. Probe WD 3A, REM, Maßstab 10 µm.


1


2


3

Bei 60 cm wurde eine Schill-Lage mit *Perna* (ehemals *Mytilus*) angetroffen (Abb. 7 d, Probe WD 29), über der bei 65 cm Profilhöhe vereinzelt relativ große Barsch-Skelette (*Morone aequalis*) vorkamen (Abb. 7 e, Probe WD 8). Bei 95 cm wurde in einer mehreren Millimeter mächtigen, hellen plattigen Kalkschluff-Lage ein weiteres Massenvorkommen von *Coccolithus pelagicus* nachgewiesen (Taf. 1: Fig. 3–4, Abb. 7 f), das als Nannoplankton-Massenlage +21 neu in die feinstratigraphische Abfolge der tieferen Frankfurt-Formation aufgenommen wurde (Martini & Schiller 2017 und unsere Abb. 4).

Im Schlämmgut des umgebenden blaugrauen Tonsteins wurden ebenfalls Otolithen von Gobiiden gefunden.

8 Sedimente in der Baugrube „WestendDuo"

Die in der Baugrube vom „WestendDuo" aufgeschlossenen Stillwasser-Sedimente setzen sich hauptsächlich aus Tonen mit hohen Karbonatanteilen und Einschaltungen von Karbonat-Lagen zusammen. In den Sedimenten fallen Stromatolithe durch ihre größeren Strukturen auf und dürften für die damalige Lebewelt eine besondere Bedeutung gespielt haben. Hinweise auf siliziklastische Sedimente, wie z. B. Sandschüttungen aus dem topographisch höher liegenden Umland, scheinen hier vollständig zu fehlen, ebenso wie eingeschwemmtes Material höherer Pflanzen. In den untersuchten Proben konnte zudem kein Pollen terrestrischer Pflanzen nachgewiesen werden, wenngleich es zahlreiche Individuen aquatischer Sporomorphen gibt. Im bergfeuchten Zustand zeichnen sich die feinkörnigen Sedimente durch ihre auffallend dunkle Farbe aus, die auf einen erhöhten Anteil organischer Substanz schließen lässt, worauf auch ein deutlicher bituminöser Geruch hinweist. Erste mikroskopische Untersuchungen ergaben hohe Anteile an Resten von Algen, welche als Ursache für die Anreicherung von organischer Substanz im Sediment allgemein verantwortlich gemacht werden können. Es sind dies vor allem Dinoflagellaten, Kolonien der „Ölalge" *Botryococcus* und die für unsere Untersuchung besonders wichtigen Massenvorkommen von kalkigem Nannoplankton. Hinzu kommen Leichenfelder von Fischen.

Zur weiteren Lebewelt des Ablagerungsraumes gehören insbesondere Organismen, deren Stoffwechsel an ein karbonatreiches Gewässer gebunden ist, wie Hydrobien und weitere Mollusken (*Perna*), aber auch Ostracoden und untergeordnet Foraminiferen. Kieselige Mikrofossilien, wie z. B. Diatomeen und kieselige Schwammnadeln besitzen anscheinend keinen Anteil am Sedimentaufbau. Lehmann (1966: 18 f., Profil Nr. 1 und hierzu Fossiltabelle) erwähnt jedoch zwei Horizonte mit Diatomeen (ohne weitere Beschreibung) aus dem Übergangsbereich von Oberen zu Unteren Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt- zu Wiesbaden-Formation) aus der Bohrung 1 von 1963 der Dresdner Bank, Gallusanlage 8 (vgl. Tab. 2 Fundpunkt Nr. 6).

Die Fossilvergesellschaftung der Sedimente aus der Baustelle vom „WestendDuo" ist charakteristisch für ein reines Karbonatgewässer mit einer reichen und vielfältigen Fauna und Flora.

⇦ **Tafel 2**

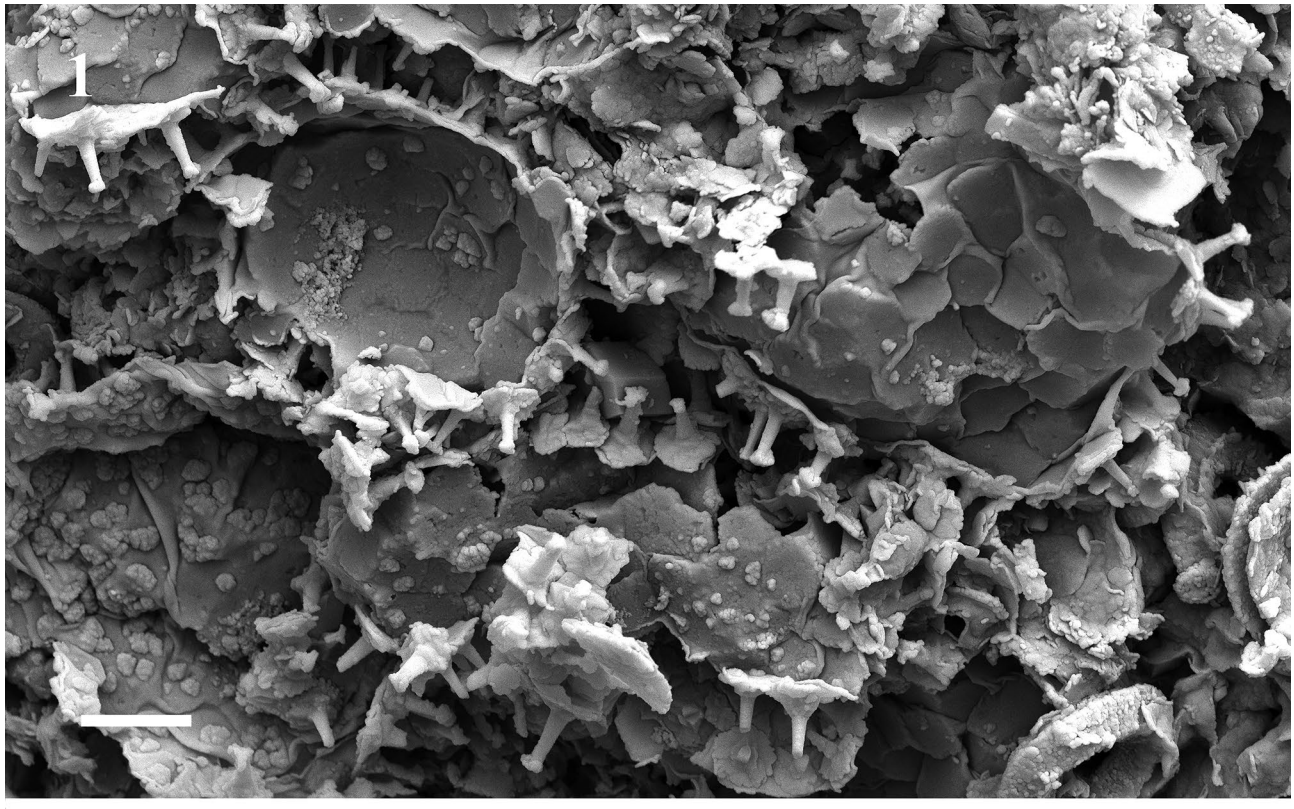
***Hymenomonas kelleri* Martini & Schiller, 2017, kalkiges Nannoplankton und *Botryococcus braunii* Kützing, 1849 („Ölalge"), Chlorophyceae**

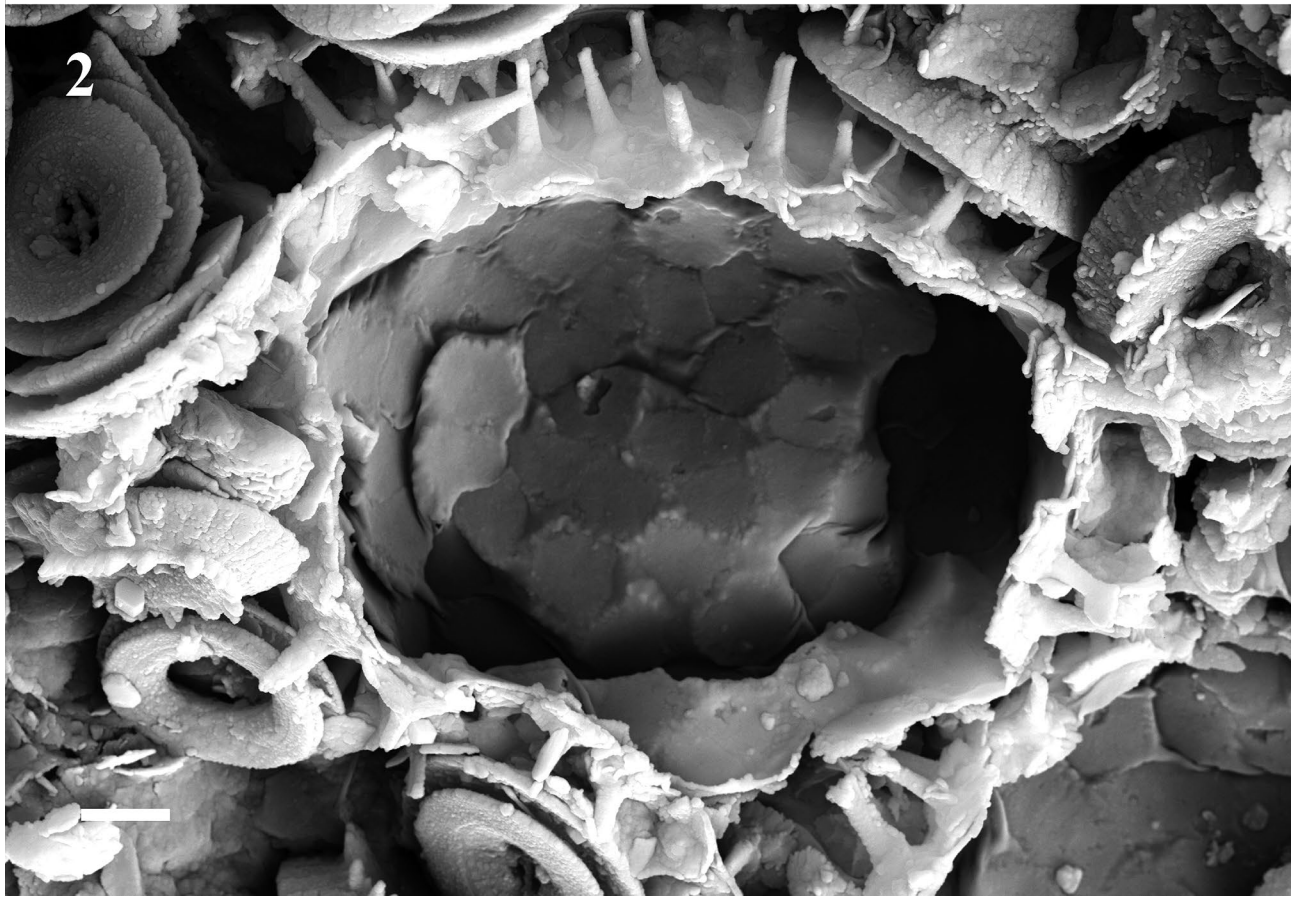
Baugrube „WestendDuo", Bockenheimer Landstraße 24, Frankfurt a.M., Profil B: Profilhöhe ca. 115 cm; Frankfurt-Formation.

Fig. 1. Sedimentübersicht, tonig-kalkige Grundmasse mit zahlreichen, feinverteilten auf den ersten Blick unscheinbaren Coccolithen von *Hymenomonas kelleri*. Im unteren linken Bildteil erkennt man eine nestartige und matrixfreie Ansammlung dieser Coccolithen, die vermutlich einen Teil einer zerfallenen Coccosphäre darstellen (siehe Pfeil). WD 1A, Teilprobe 7, REM, Maßstab 10 µm.

Fig. 2. Detailaufnahme der nestartigen Ansammlung von Coccolithen von *Hymenomonas kelleri*, Ausschnitt aus Fig. 1. WD 1A, Teilprobe 7, REM, Maßstab 2 µm.

Fig. 3. Sedimentlage mit zahlreichen, z.T. mit Karbonat-Substanz versinterten Individuen von *Botryococcus braunii*. In dieser Probe vergesellschaftet mit einzelnen, extrem kleinen Coccolithen von *Hymenomonas kelleri*, die bei dieser Vergrößerung nicht erkennbar sind. WD 1A, Teilprobe 7, REM, Maßstab 20 µm.


1


2

9 Fossilgruppen in der Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten), Frankfurter Teilbecken

Die Mollusken besitzen aufgrund ihrer weitverbreiteten und leicht erkennbaren Schalen den größten Anteil in der Erforschung und Bearbeitung fossiler Organismen des Mainzer Beckens (im weiteren Sinne) und einen wesentlichen Einfluss auf die stratigraphische Einstufung der Sedimente (Hydrobien-Schichten, Cerithien-Schichten etc.).

Einen ersten vergleichenden Überblick über die Fossilführung (insbesondere der Mollusken und ihrer stratigraphischen und regionalen Verbreitung) in den Hydrobien-Schichten (heute Wiesbaden- und Frankfurt-Formation) verdanken wir den klassischen Arbeiten von Sandberger (1858–62, 1863), Fischer & Wenz (1912) und Wenz (1921).

Durch Neubearbeitungen einiger Mollusken wurden die Gattungs- bzw. Art-Namen geändert, was stratigraphische Vergleiche unter Umständen überregional erschwert. Teilweise sind die ursprünglichen Namen weiterhin in der Literatur zu finden, wenngleich neu definierte Namen gültig sind. Die für unsere Arbeit relevanten Taxa sind:

ehemals:	heute:
Mytilus faujasii Brongniart, 1822	*Perna faujasii* (Brongniart)
[?]*Cerithium plicatum* Bruguière, 1792, [?]*Cerithium pustulatum* Braun, 1851, *Cerithium plicatum pustulatum* Sandberger, 1863,	
Potamides plicatus pustulatus (Braun)	*Granulolabium plicatum pustulatum* (Braun)
Tympanotonos francofurtanus Zilch, 1950	*Mesohalina francofurtana* (Zilch)
Planorbis cornu Sandberger, 1873-74	*Planorbarius cornu* (Sandberger)

Aufgrund taxonomischer Probleme (Entwicklung endemischer Gastropoden in verschiedenen europäischen Tertiärbecken) ist die Zuordung auf Gattungs- bis Subspezies-Ebene in der Literatur oftmals nicht eindeutig, hierzu in Kadolsky (1984, 1995) nähere Ausführungen.

Das Interesse an immer höherer stratigraphischer Genauigkeit forcierte die Anwendung mikropaläontologischen Untersuchungen in den letzten Jahrzehnten. Eine detaillierte und moderne Beschreibungen der Mikrofossil-Führung der Hydrobien-Schichten (heute Wiesbaden- und Frankfurt-Formation) gaben Lehmann (1966), Wiesner (1967) und Best (1975) und schufen damit die bis heute gültige Grundlage für weitergehende stratigraphische Vergleiche der Vorkommen im Frankfurter Raum und dem Mainzer Becken.

Die 1971 auf dem Gelände der für den Neubau der **A**bteilung **f**ür **E**rziehungswissenschaften (AfE) (sog. „Uni-Turm“, Abriss 2014) der Goethe-Universität Frankfurt abgeteufte und wissenschaftlich untersuchte Kernbohrung AfE-Bohrung 1971, entspricht der Bezeichnung BT 90 in Best (1975) und in Amann et al. (1976), durchörterte eine lückenlose Abfolge von den tieferen Oberen Hydrobien-Schichten (heute tiefere Frankfurt-Formation bis in die *inflata*-Schichten (heute Rüssingen-Formation). Sie gilt als bislang wichtigste Referenzbohrung für baugrundtechnische und stratigraphische Fragestellungen dieser geologischen Einheiten in der Stadt Frankfurt und im Umland (Best & Schneider 1974, Best 1975, Martini 1988, Radtke & Martini 2008, Martini & Radtke 2011). Die feinstratigraphische Untergliederung der tieferen Frankfurt-Formation in der AfE-Bohrung 1971 in die mikropaläontologischen Subzonen 8a bis 8c durch Best 1975 und die Nannoplankton-Massenlagen +18 bis +21 (vgl. Best & Müller 1972, Martini 1988, Martini & Schiller 2017) ermöglichen hochauflösende zukünftige Einstufungen, insbesondere wenn nur geringe Probenmengen vorliegen. Als Grundlage für unsere stratigraphischen Korrelationen im Frankfurter Stadtgebiet und

---

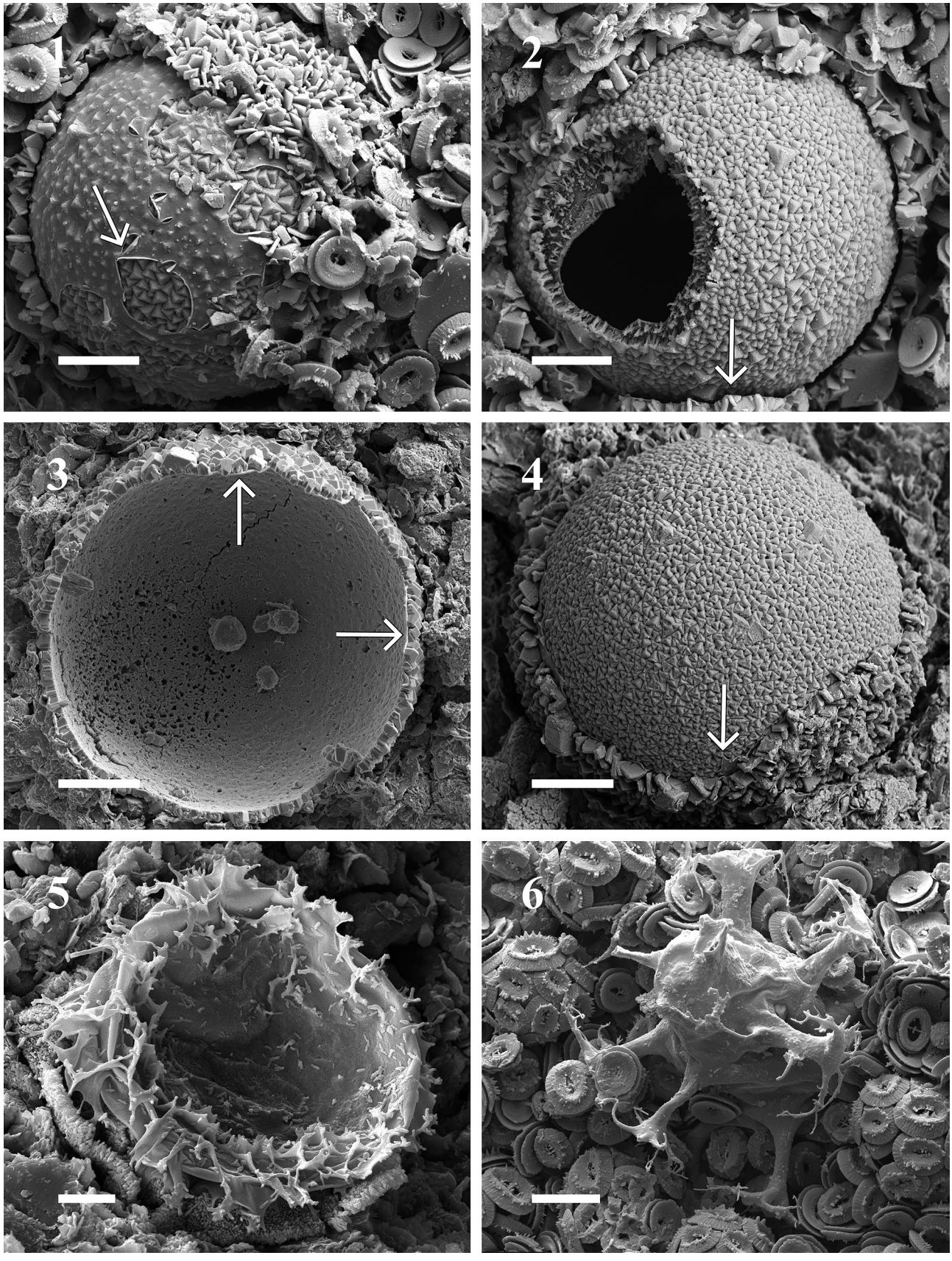
⇦ **Tafel 3**

***Scrippsiella francofurtana* Martini & Schiller, 2017, kalkiger Dinoflagellat, Dauerstadium**

Baugrube „WestendDuo“, Bockenheimer Landstraße 24, Frankfurt a.M., Profil D: Profilhöhe ca. 45 cm, Nannoplankton-Massenlage +20 (*Coccolithus pelagicus*, hier vergesellschaftet mit *Scrippsiella francofurtana*), Frankfurt-Formation.

Fig. 1. Sedimentfläche mit zahlreichen fragmentierten und miteinander verzahnten Zysten-Resten von *Scrippsiella francofurtana*, REM, Maßstab 4 µm.

Fig. 2. Aufgespaltene *Scrippsiella francofurtana* Zyste umgeben von *C. pelagicus*. Die Dinoflagellaten-Zyste besitzt einen weitgehend erhaltenen strukturellen Verband der irregulären polygonalen Thekenplättchen; Innenfläche glatt mit reliktisch erhaltener organischer Membran, auf der Außenseite sind die Thekenplättchen mit jeweils einem Stachelfortsatz versehen; REM, Maßstab 2 µm.


1
2
3
4
5
6

darüber hinaus dienen die bereits seit den 1970er Jahren von E. Martini auf Nannoplankton (Nannoplankton-Massenlagen -4 bis +20) untersuchten Proben der AfE-Bohrung, mit Ergebnissen die in Martini (1988) publiziert wurden.

Einen guten Überblick über die Mikrofossil-Subzone 8b nach Best (1975) lieferte die Lokalität Baugrube „WestendDuo" (mit der Nannoplankton-Massenlage +20) und erlaubte einen feinstratigraphischen Vergleich mit weiteren Fundstellen im Frankfurter Stadtgebiet mit folgenden Fossilgruppen:

Kalkiges Nannoplankton

Massenlagen von kalkigem Nannoplankton in der Frankfurt-Formation (*Coccolithus pelagicus*) und/oder *Reticulofenestra francofurtana* Best & Müller, 1972) wurden erstmals von Best & Müller (1972) und Best (1975) aus der AfE-Bohrung 1971 in Frankfurt (Abb. 3a: Fundpunkt 1a) beschrieben. Derartige Massenvorkommen einzelner Nannoplankton-Arten konnten in der Folgezeit weiträumig, zum Teil bis in den Oberrheingraben, verfolgt werden und können als wichtige Leithorizonte (-4 bis +20 in Martini 1988) in den höheren *inflata*-Schichten (heute höhere Rüssingen-Formation) bis in tiefere Bereiche der Oberen Hydrobien-Schichten (heute tiefere Frankfurt-Formation) dienen (Martini 1981, 1988).

Mit Beginn der Gobiiden-Führung (Basis der Subzone 8b nach Best 1975) wurde in der Baugrube „WestendDuo" Profil D (Abb. 4 und 6) ein Massenvorkommen von *Coccolithus pelagicus* festgestellt, das der Nannoplankton-Lage +20 (Martini 1988) entspricht (siehe Abb. 7 c). Ca. 50 cm oberhalb dieser Lage wurde ein weiteres Massenvorkommen von *Coccolithus pelagicus* gefunden, das in der Abfolge der Frankfurt-Formation bislang noch nicht bekannt war und nun als neue Lage +21 angesprochen werden kann (vgl. Tab. 2). Die Erhaltung der einzelnen Coccolithen ist hervorragend, und oft sind vollständige Coccosphären überliefert (siehe Taf. 1). Gelöstes Karbonat muss reichlich im ehemaligen Gewässer vorhanden gewesen sein, da die einzelnen Segmente z.T. zusätzlich spitz auslaufende Kalkanlagerungen erkennen lassen und viele der Coccolithen in ihrem Zentrum (vermutlich primär) ein Kreuz

---

⇦ **Tafel 4**

Kalkige und organisch-wandige Reste von Dinoflagellaten

Baugrube „WestendDuo", Bockenheimer Landstraße 24, Frankfurt a.M., Profile B und D und AfE-Bohrung 1971, Senckenberganlage 13–17, Frankfurt a.M., Frankfurt-Formation.

Fig. 1. Kugelförmige Zyste mit doppelwandiger Struktur; die konzentrischen Kugelschalen bestehen aus unterschiedlich großen Kalzitkristallen mit auffallender radialer Ausrichtung der einzelnen Kristallite. Beide Kugelschalen sind durch eine primäre, sehr dünne organische Membrane getrennt (siehe Pfeil). Bei der Präparation der Sedimentflächen wurden die kugeligen Zellen häufig aufgespalten, so dass die interne Feinstruktur freigelegt und mit dem REM gut dokumentiert werden konnte. Die hier vorliegende Ansicht zeigt eine hauchdünne, zum Teil zerissene organische Membrane, und die darunter unversehrte Oberfläche der inneren Kugelschale. Profil D: Probe WD 21 (Nannoplankton-Massenlage +20, vgl. Tab. 2), REM, Maßstab 10 µm.

Fig. 2. Aufgespaltene kugelförmige Zyste mit doppelwandiger Struktur mit Blick in den Kugelhohlraum. An den Bruchflächen erkennt man deutlich den zweischaligen, konzentrischen Aufbau, hier mit rudimentärer organisch-wandige Membrane, die vermutlich z.T. wegoxidierte. Erhalten blieb eine deutlich sichtbare Trennspalte (siehe Pfeil). Beide Kugelschalen haben etwa die gleiche Wandstärke und werden jeweils von einer Lage nahezu radial ausgerichteter Kristallite aufgebaut. Profil D: Probe WD 3 (Nannoplankton-Massenlage +20), REM, Maßstab 10 µm.

Fig. 3. Kugelförmige Zyste von einwandiger Struktur, annähernd mittig aufgebrochen. Der Blick in den Hohlraum offenbart den Querschnitt einer kalzitischen Zyste mit innerer organischer Hüllmembran (siehe Pfeile). Profil B: Probe WD 1A (Sedimentprobe, in der auch *Hymenomonas kelleri* vorkommt), REM, Maßstab 10 µm.

Fig. 4. Kugelförmige Zyste mit partiell abgeschälter äußerer Wand. Erkennbar ist eine doppelwandige Struktur der Zyste; die innere Wand zeigt augenscheinlich kleinere Kristalle als die äußere. Beide Kugelschalen werden durch eine organische Membran getrennt (siehe Pfeil). AfE-Bohrung 1971: 14,60 m (Nannoplankton-Massenlage +20), REM, Maßstab 10 µm.

Fig. 5. Aufgebrochene kalzitische Kugelzyste mit kollabierter organischer Hülle eines choraten Dinoflagellaten. Die äußere, kalzitische Wandstruktur (siehe Pfeile) dieser Form unterscheidet sich durch ihren einfachen Aufbau von den zuvor abgebildeten Zellen, siehe Fig. 1–4. Die ursprüngliche Gestalt des organischen Körpers lässt sich wegen der ungünstigen Erhaltung nicht rekonstruieren oder für eine taxonomische Bestimmung der Form nutzen. Die Anzahl der kurzen und verzweigten Fortsätze ist auffallend hoch. Profil B: Probe WD 1A (Sedimentprobe mit *Hymenomonas kelleri*), REM, Maßstab 5 µm.

Fig. 6. Isolierter chorater (?mobiler) Dinoflagellat, umgeben von *Coccolithus pelagicus*. Das Individuum ist dreidimensional und nicht kollabiert erhalten, mit nur geringen Anhaftungen von submikroskopischem Detritus. Der Zustand des Körpers deutet auf eine primäre Erhaltung der organischen Zellwand hin. Der maximale Durchmesser beträgt ca. 50 µm, die Fortsätze erster Ordnung erreichen eine Länge von ca. 15 µm und verzweigen sich in filigrane Ästchen. Reste einer mineralisierten Zystenhülle (wie in Fig. 5) sind nicht nachweisbar. Profil D: Probe WD 18 (Nannoplankton-Massenlage +20, vgl. Taf. 2), REM, Maßstab 10 µm.

ausgebildet haben. Gleichartige Formen wurden aus dem Ober-Miozän von Algerien und dem ehemaligen Jugoslawien als neue Art beschrieben und einer anderen Gattung zugeordnet: *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti & Jerkovic, 1970. Sie wird jedoch, wie schon in Martini (1988: Taf. 1, Fig. 1-2) angedeutet, von uns wie auch die hier vorliegenden Stücke als besondere ökologische Modifikation von *Coccolithus pelagicus* angesehen, die bestenfalls den Status einer Subspezies besitzen könnte. Bei oberflächlicher Betrachtung ergibt sich eine gewisse Übereinstimmung unserer Stücke mit der rezenten Art *Coccolithus neohelis* McIntyre & Bé, 1967. Diese Coccolithen-Art besitzt im Gegensatz zu unseren Stücken aus der Frankfurt-Formation jedoch eine „gitterförmige" Textur unter dem massiven, rechtwinkeligen zentralen Kreuz.

Zusammen mit Coccolithen von *C. pelagicus* kommen sporadisch einfach gebaute ringförmige ovale Coccolithen vor, die der Gattung *Cyclolithella* zugeordnet wurden (vgl. z. B. Loeblich & Tappan 1963), wie sie auch schon aus der Wiesbaden-Formation (Untere Hydrobien-Schichten, Martini 1988) und aus den Oppenheim- und Oberrad-Formation (Obere Cerithien-Schichten, Martini 1978, 2000) beschrieben wurden. O'Dea et al. (2014) bezeichnen diese Form als „Proto-Coccolith" von *Coccolithus pelagicus*. Bei fossilem Nannoplankton mit monotypischen Massenlagen wird bei REM Untersuchungen besonders deutlich, dass die Feinstrukturen und der Erhaltungszustand variieren können (vgl. Taf. 1). Bei rezentem Material lassen sich zudem weitere morphologische Variationen nachweisen.

Über Abhängigkeiten von Temperatur und Chemismus bei der Ausbildung der Coccolithen-Typen von *Coccolithus pelagicus* im rezenten Meerwasser und seiner strukturell unterschiedlichen Holococcolithen (Erstbeschreibung als *Crystallolithus hyalinus* Gaarder & Markali, 1956 und *Crystallolithus braarudii* Gaarder, 1962) siehe Geisen et al. (2002), Geisen et al. (2004) und Kottmeier et al. (2022).

Eine weitere und besonders interessante Nannoplankton-Art wurde bei REM-Untersuchungen am Material der Hydrobien-Lage in Profil B, Probe WD 1A (Abb. 6) gefunden, die als *Hymenomonas kelleri* in Martini & Schiller (2017) neu beschrieben wurde. Zusätzlich wurden Sedimentproben unterschiedlicher Lagen von dem ca. 15 mm mächtigen Handstück (Abb. 8) präpariert und analysiert. *H. kelleri* konnte in allen untersuchten Probenabschnitten weitgehend homogen verteilt nachgewiesen werden. Das Verteilungsmuster der winzig kleinen *H. kelleri* Coccolithen erlaubte bislang noch nicht, diese Sedimentschicht als eine eigenständige Nannoplankton-Massenlage aufzustellen, wenngleich eine nachträglich präparierte Probe (WD 1A Mitte, vgl. Martini & Schiller 2017: fig. 5) auf ein entsprechendes Ereignis hindeutet. In allen anderen untersuchten Sedimentproben der Lokalität „WestendDuo" konnte *H. kelleri* nicht festgestellt werden.

Die leicht ovalen Coccolithen von *Hymenomonas kelleri* sind maximal 1,7 µm groß (Längsachse) und ca. 0,8 bis 1,2 µm hoch, mit deutlich hochgezogenen Polsegmenten. Ein ebenfalls segmentierter, gedrungener Basalring umschließt die ca. 15 bis 17 dicht aneinander sitzenden, leicht nach außen geneigten Segmente (Kristallite). Die inneren Segmente besitzen jeweils einen etwas rau wirkenden unteren Abschnitt, der dann in eine glatte Spitze ausläuft. Dies verleiht den Coccolithen insgesamt ein kronenförmiges Aussehen und erinnert im Überblick entfernt an eine Daubenkonstruktion eines historischen Holzzubers.

In situ komplett erhaltene Coccosphären von *H. kelleri* konnten bislang nicht nachgewiesen werden. Seltene nestartige Ansammlungen von Coccolithen dieser Art in der Probe WD 1A (Taf. 2: Fig. 2) von bis zu ca. 75 Exemplaren scheinen auf den Zerfall von Coccosphären zurückzugehen. Sie geben jedoch keine eindeutigen Hinweise auf die ursprüngliche Dimension und die tatsächliche Anzahl von Coccolithen einer entsprechenden Coccosphäre.

Rezente Vertreter der Gattung *Hymenomonas* wurden aus den Großen Seen Nordamerikas (*H. roseola* Stein, 1878), aber auch aus dem marinen Bereich, hier vorzugsweise aus Küstennähe, beschrieben (u.a. Tappan 1980, Winter & Siesser 1994).

Hochauflösende elektronenmikroskopische Untersuchungen führen zu immer weitgehenderen Beschreibungen von Details und damit genaueren artlichen Diagnosen, die in der Vergangenheit nicht möglich waren. In Ignatenko & Yatsenko-Stepanova (2023) werden rezente Coccolithen als *H. roseola* abgebildet, die gewisse Ähnlichkeiten in Größe und Ausbildung wie unsere *H. kelleri* zeigen. Abweichend ist die Ausbildung von hochgezogenen Pol-Elementen und der deutlich massivere Basalring bei der fossilen Art *H. kelleri* anzumerken. Von besonderem Interesse im Vergleich von rezentem und fossilem Probenmaterial ist die Erwähnung von Ignatenko & Yatsenko-Stepanova (2023: figs. 2 und 3), dass die Basalplatte der entsprechenden Coccolithen nicht mineralisiert, sondern organischen Ursprungs ist. Weiterhin zeigt die Übersichtsaufnahme fig. 2 der zitierten Arbeit den weitgehend ungestörten Verbund der Coccolithen, die radialstrahlig die Oberfläche einer sphaerischen Coccosphäre bedecken. Entsprechend ist es unwahrscheinlich, dass man fossile Coccolithen von *Hymenomonas* noch im ursprünglichen Verbund findet.

Fossil war zunächst nur die Art *Hymenomonas krejcigrafii* Martini, 1988 aus der Wiesbaden-Formation (Untere Hydrobien-Schichten) bekannt. Vermutlich werden weitere hochauflösende Untersuchungen von ähnlich gut erhaltenen und diagenetisch wenig veränderten fossilen Sedimentproben neue Ergebnisse zur Gattung *Hymenomonas* und weiteren kleinen Formen liefern können.

Dinoflagellaten

Dinoflagellaten mit kalkigen, kugelförmigen, mehrlagigen und relativ dickwandigen Gehäusen scheinen in der Frankfurt-Formation im Frankfurter Raum weit verbreitet zu sein, ohne bislang besondere Beachtung gefunden zu haben. Mor-

phologisch vergleichbare kalkige Dinoflagellaten wurden in den letzten Jahrzehnten aus verschiedenen Ablagerungen der Kreide bearbeitet, so dass hier umfangreiche Informationen zur Verfügung stehen (u.a. Keupp & Ilg 1989, Willems 1988, Zügel 1994). Untersuchungen von tertiären Sedimenten auf kalkige Dinoflagellaten sind in der einschlägigen Literatur vergleichsweise selten (u.a. Kohring 1997). Allgemeine Übersichten und Literaturhinweise geben Tappan (1980) und Kohring, Gottschling & Keupp (2005).

Aus dem Mainzer Becken und dem Oberrheingraben berichteten Weiler & Sonne (1980) von doppelwandigen Dinoflagellaten-Zysten. Weitere Funde von kalkigen Dinoflagellaten erwähnen Weiler (1982,1990) in oligozänen Ablagerungen (alte Bezeichnungen: Meeressand, Rupelton, Schleichsand, Cyrenenmergel und Süßwasser-Schichten).

Eine Zusammenfassung der Funde von Calcisphaeren und Dinoflagellaten-Zysten (chorate Bildungen) aus dem Kalktertiär (Ober-Oligozän bis Unter-Miozän) erstellte Weiler (1988) und beschreibt 2 Morphotypen (D und E) von Calcisphaeren aus den „höheren Hydrobien-Schichten" der Bohrung Münchfeld II, wobei wahrscheinlich nicht die Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) gemeint sind. Hottenrott (1993) lieferte bei der Bearbeitung der Palynomorphen der tertiären Sedimente im Frankfurter Raum Hinweise auf organisch-wandige Dinoflagellaten-Zysten. Für die tieferen Hydrobien-Schichten (Wiesbaden-Formation) gibt er in den marin beeinflussten Horizonten Dinoflagellaten-Zysten der Gattungen *Polysphaeridium* und *Deflandrea* an, die zum Teil Massenvorkommen bilden, jedoch in den Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) verschwinden. Calcisphaeren werden von ihm nicht erwähnt, da der Karbonatanteil der Proben bei der Aufbereitungsmethode für Palynomorphen (Säureaufschluss) entfernt wird.

In den untersuchten Proben der Profile B und D aus der Baugrube „WestendDuo" (darunter auch die Nannoplankton-Massenlage +20) findet man unterschiedlich ausgebildete kalkige, kugelförmige Zysten (Taf. 4: Fig. 1–4) verhältnismäßig häufig. Vergleichbare Formen konnten von uns auch in der AfE-Bohrung 1971 (siehe Tab. 2) bei 14,60 m Profiltiefe nach gezielter Neuuntersuchung festgestellt werden (Taf. 4: Fig. 4).

Aufgrund ihrer Dimensionen, Durchmesser von ca. 30 bis 50 µm, lassen sich diese Fossilreste bereits bei geringer Vergrößerung leicht auf Sedimentflächen im REM lokalisieren. Bei höherer Auflösung findet man zahlreiche charakteristische Merkmale, die für verschiedene Formtypen, womöglich mehrere Taxa sprechen. Die Mehrzahl der gefundenen Objekte besitzt eine doppellagige Wandstruktur. Einlagige Strukturen sind deutlich seltener (Taf. 4: Fig. 3-4). Der Aufbau beider Formen ist sehr ähnlich, ihre Wände werden von radial angeordneten Kalzitkristalliten aufgebaut (Taf. 4: Fig. 1-2). Die Innenseite der kugeligen Wandstruktur ist glatt, ihre Außenseite deutlich körnig. Weitere Schalenstrukturen, wie z. B. Poren, Archaeopylsuturen oder Theken, die man bei Dinoflagellaten-Resten bzw. -Stadien normalerweise erwarten würde, sind nicht vorhanden und auch bei Calcisphaeren kaum zu erwarten. In vielen Fällen findet man sogar Reste von extrem dünnen inneren und äußeren organischen Membranen (Taf. 4: Fig. 1–4), die für einen außerordentlich guten Erhaltungszustand der Fossilfunde sprechen.

Das Vorhandensein organisch-wandiger Zysten von choraten Dinoflagellaten (Taf. 4: Fig. 5–6) erlaubt Rückschlüsse auf eine normale und vollständige zyklische Lebensgemeinschaft dieser Organismengruppe in der tieferen Frankfurt-Formation. Der Nachweis eines kollabierten choraten Dinoflagellaten-Körpers in einer kalkigen, aufgebrochenen sphärischen Zelle (Taf. 4: Fig. 5) ermöglicht hier vielleicht die direkte Zuordnung beider Dinoflagellaten-Stadien zu einer Organismen-Art.

Als weitere wichtige Dinoflagellaten-Form wurden im Profil D der „WestendDuo"-Baugrube in der Nannoplankton-Massenlage +20 kalkige Zysten (motiles Stadium) einer neuen Art gefunden, die als *Scrippsiella francofurtana* neu beschrieben wurde (Martini & Schiller 2017). Die weitgehend kugelförmigen Zysten messen zwischen 13 und 17 µm, die Stachelfortsätze zusätzlich 2 bis 3 µm (Taf. 3: Fig. 1–2). Diese Zysten sind damit kleiner als alle bisher in der Literatur erwähnten Formen von *Scrippsiella*. Neben einigen isoliert im Sediment abgelagerten (nahezu kompletten) Stücken wurden zahlreiche Anhäufungen und Reste zerbrochener Exemplare festgestellt (Taf. 3: Fig. 1). Identische, aber weniger gut erhaltene Zysten wurden in der AfE-Bohrung 1971 im Bereich der Nannoplankton-Massenlage +20 bei ca. 14,60 m nachgewiesen (Martini & Schiller 2017). Aufgrund der Daten von rezenten und fossilen Vorkommen beschriebener *Scrippsiella*-Arten (u.a. Janofske 2000) muss mit marinen bzw. fast marinen Verhältnissen für den Fundabschnitt in der tieferen Frankfurt-Formation gerechnet werden.

Grünalge *Botryococcus*

Sowohl bei REM- als auch bei fluoreszenzmikroskopischen Übersichts-Untersuchungen (Material AfE-Bohrung 1971 und „WestendDuo") ließen sich relativ häufig organisch-wandige Kolonien der Chlorophycee *Botryococcus* („Ölalge") (Taf. 2: Fig. 3) finden. Die Dimensionen dieser Algenkolonien umfassen Größenordnungen von wenigen µm bis zu 80 µm. Der überwiegende Teil der Zellen zeigt nach oben geöffnete Kelche und deutet somit auf eine normale Lebensweise ohne größere Umlagerungen hin (vgl. Blackburn & Temperley 1936).

Das untersuchte Probenmaterial zeichnet sich durch weitgehend unkompaktierte Aggregate aus, die bei näherer Betrachtung teilweise massive mineralisierte Einlagerungen erkennen lassen. Nicht selten weisen auch die üblicherweise organischen Zellwände feine Risse auf, die auf eine bereits im lebenden Stadium beginnende Mineralisierung zurückzuführen sind.

Aus der Literatur sind *Botryococcus*-Formen bekannt, die einerseits als calciphil beschrieben wurden (siehe *B. calca-*

reus in West 1892) oder andererseits Formen, die silifizierte Wandstrukturen besitzen (vgl. Parker 1969, Schiller 2000). Einlagerungen von Karbonat- oder Silikatsubstanz in Wandstrukturen von Algen können als nicht pathologische Stoffwechselprodukte angesehen werden, die auf hohe Elektrolytkonzentrationen im umgebenden Medium schließen lassen.

Eine artliche Zuordnung aufgrund mineralisierter Zellwände erscheint nach heutiger Sicht zweifelhaft. Rezentuntersuchungen an lebenden Zellen der Typus-Art *B. braunii* Kützing, 1849 lieferten Hinweise auf verschiedene Zellaggregate, bzw. eine zyklische Lebensweise dieser Form (vgl. Wake 1983). Trotz oder gerade wegen der großen stratigraphischen Verbreitung von *Botryococcus* und einer eher kosmopolitischen Lebensweise mit großer Anpassungsfähigkeit ist die taxonomische Zuordnung fossiler Funde auf Art-Ebene sehr problematisch (Traverse 1955). Der weitaus überwiegende Teil von fossilen *Botryococcus*-Funden wird aufgrund morphologischer Merkmale der weitgefassten Formengruppe *B. braunii* zugeordnet, zumal die Diagnose der Typus-Art von Kützing 1849 nicht eng definiert ist. Trotz mineralisierter Zellaggregate lassen sich die vorliegenden Funde problemlos *B. braunii* zuordnen. Besonders leicht lassen sich *Botryococcus*-Aggregate mit Hilfe fluoreszenzmikroskopischer Methoden erkennen, da die Algenkolonien aufgrund ihres besonders hohen Organikanteils bei UV Bestrahlung hell aufleuchten. Neben Fischleichen, Dinoflagellaten und anderen Algenresten gelten *Botryococcus*-Anreicherungen als Hauptfaktor für eine bituminöse Ausbildung von Sedimenten (vgl. Traverse 1955).

Bei Untersuchung von Referenzmaterial der AfE-Kernbohrung 1971 konnten Martini & Schiller (2017) ebenfalls kalzifizierte Zellwände von *Botryococcus*-Kolonien bei ca. 14,6 m Tiefe feststellen. Bei den Funden von *Botryococcus*-Resten in der AfE-Bohrung und der Lokalität „WestendDuo“ handelt es sich um immer wiederkehrende Populationen ohne stratigraphischen Leitwert.

Stromatolith-Bildungen

Von besonderer Bedeutung für die Bewertung fazieller Merkmale gelten unter anderem Größe und Verbreitung von organisch gebildeten Kalkkonkretionen, die besonders in älteren Baustellen-Aufschlüssen in Frankfurt das Interesse der damaligen Geologen erregte. Erstmals erwähnte Kinkelin (1884: Taf. II) pfeilerartige „Sinterstöcke“ von der Schleusenkammer Frankfurt-Niederrad (Landschneckenmergel, heute Niederrad-Formation). Ähnliche Strukturen wurden von Kinkelin (1892: Abb. 5) und Wenz (1921: Fig. 15) als knolliger Algenkalk bzw. Algenkalkstöcke bezeichnet, die als pfeilerartige Gebilde von feinkörnigen, geschichteten und zeitgleichen Ablagerungen umgeben sind (vgl. Michels et al. 1930).

Modernere Untersuchungen zeigen, dass diese auffallenden Bildungen in nahezu allen Aufschlüssen in der Wiesbaden- und Frankfurt-Formation und besonders in der Niederrad-Formation im Frankfurter Raum anzutreffen sind. Leider besitzen sie keine stratigraphische Aussagekraft, ihre Reichweite wird von Radtke in Kümmerle & Seidenschwann (2009: Beiblatt 2) von der Hochheim-Formation (Mittlere Cerithien-Schichten) bis in die Niederrad-Formation (Landschneckenmergel) angegeben. Es ist nicht auszuschließen, dass großmaßstäbliche Stromatolith-Horizonte in Kernbohrungen als massive Kalkbänke interpretiert wurden bzw. werden.

Bei Geländearbeiten und feinstratigraphischen Untersuchungen im Frankfurter Stadtgebiet konnte Best (1966: Abb. 21) nachweisen, dass größere Komplexe von feingebänderten Algenkalkstotzen in den Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) z. B. in der Baugrube der Tiefgarage der Goethe-Universität im Bereich der Gräfstraße/Senckenberganlage häufig vorkamen. Best & Schneider (1974) erwähnen später nach eingehenden mikrofaziellen Untersuchungen erstmals eine stromatolithische Struktur für derartige Formen in den Landschneckenmergeln und dokumentierten mit ihrer Abb. 8, Fundort U-Bahn Baugrube Eschersheimer Landstraße, die auffallende Übereinstimmung der Feinstrukturen dieser Gesteine mit den Algenkalken in Best (1966: Abb. 21). Die

Abb. 10: Großer Stromatolith, Baustelle „WestendDuo“, Aufschluss nahe Profil D, mit W. Ott. Der freigelegte Stromatolith-Anschnitt besitzt einen Durchmesser von ca. 120 cm (vgl. Abb. 6a). Tiefere Frankfurt-Formation (Mikrofossil-Subzone 8b). Aufnahme vom 3. Januar 2005.

Verzahnung von „Algenkalkriffen“ mit feingeschichteten Sedimenten der Landschneckenmergel (heute Niederrad-Formation) wurde bereits von Fischer (1904: 51) und Best & Wiesner (1966: Abb. 4 u. 5) dokumentiert.

Weiterführende Untersuchungen von vergleichbaren Bildungen in den Hydrobien-Schichten im nördlichen Mainzer Becken wurden von Hartmann & Stapf (1988) durchgeführt. Nach wie vor liefert die graphische Darstellung der Lagerungsverhältnisse der Hydrobien-Schichten (heute Wiesbaden- und Frankfurt-Formation) sowie des Landschneckenmergels (heute Niederrad-Formation) mit Einschaltungen von „Algenkalkstotzen“ von Best (1975: Taf. 1) eine gute Übersicht über die zu erwartenden Sedimentabfolgen im Frankfurter Stadtgebiet nördlich des Mains (vgl. auch unsere Abb. 3b).

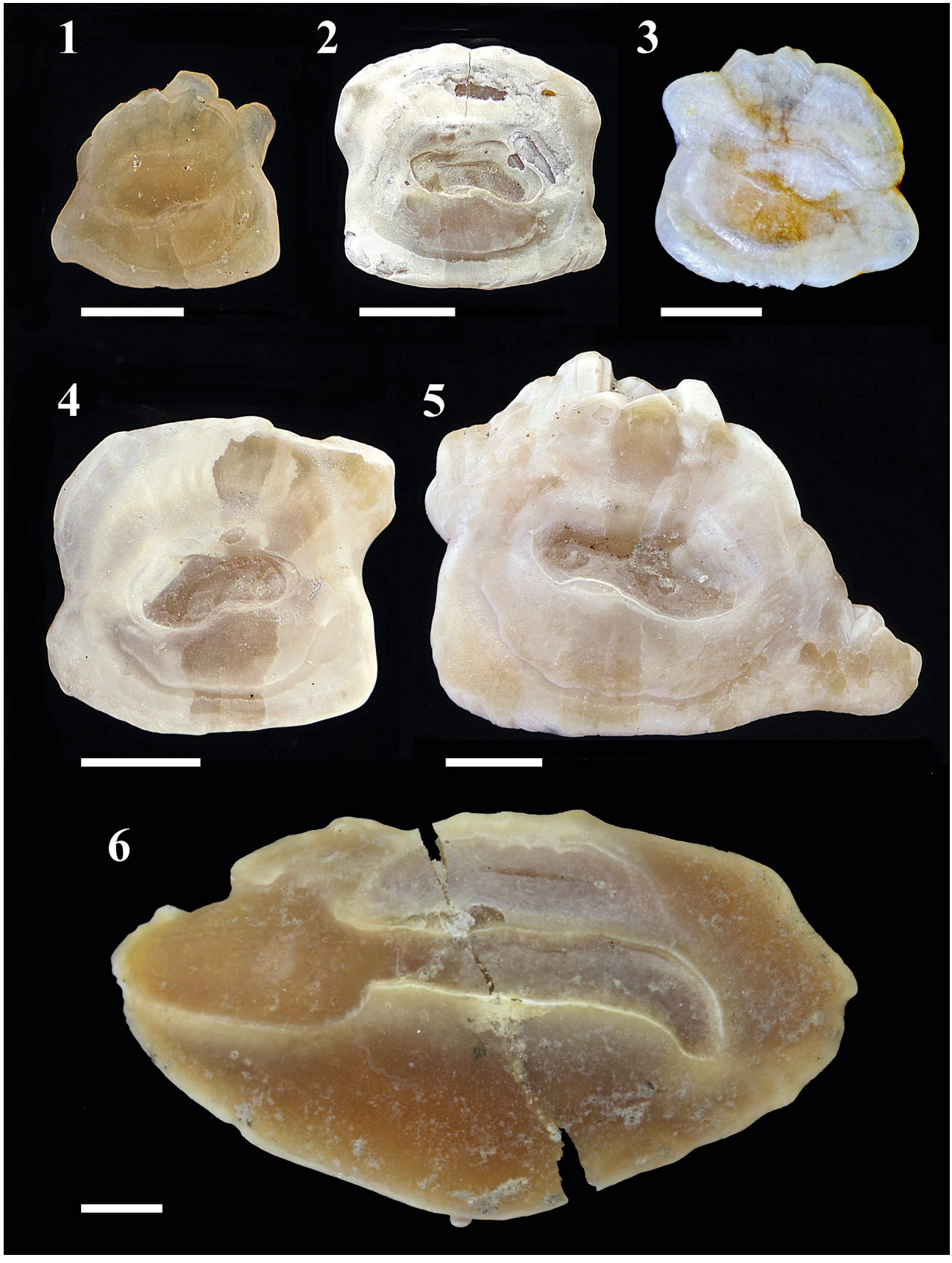
In jüngerer Zeit ermöglichten günstige Aufschlussverhältnisse in der damaligen Baugrube des „Allianz mainBuilding“ (Tab. 2: Nr. 5) die Probennahme und Bearbeitung von charakteristischen Fossilfunden aus der tiefsten Frankfurt-Formation, darunter Stromatolith-Bildungen in sehr guter Erhaltung (Martini et al. 2004: Abb. 8). Diese und die in der „WestendDuo“-Baugrube gefundenen Stromatolithen besitzen Durchmesser von wenigen Zentimetern bis über einen Meter (vgl. Abb. 10).

In Anschnitten erkennt man annähernd konzentrische (blumenkohlartige) Anwachszonen, die aufgrund von Materialwechsel eine deutliche Hell-Dunkel-Bänderung (Karbonat und Organik bzw. Pyrit) besitzen. Vom Aufbau sind die Reste der Stromatolithen-Funde miteinander vergleichbar. Aufgrund ihrer Härte findet man diese lithifizierten und laminierten „Algenkalkstotzen“ relativ leicht in den Aufschlüssen der Baustellen, sowohl im Abraum als auch im Anstehenden. Nicht selten dienen Horizonte mit Stromatolithen als vorübergehend tragfähige Sohlen im Baustellenbereich (vgl. Abb. 10: freigekratzter Anschnitt eines Stromatolithen). Ein besonders gut erhaltenes Handstück stammt von der Baugrube des „Allianz mainBuilding“ (tiefere Frankfurt-Formation, vgl. Tab. 2: Nr. 5) und wird hier wegen seiner repräsentativen Feinstruktur stellvertretend abgebildet (Abb. 11, Handstück, polierter Anschliff, Präp. M. Keller).

Im Gegensatz zu den feinkörnigen Karbonat- und Tonlagen des umgebenden Sedimentes umfassen die Wachstumsphasen der Stromatolith-Bildungen relativ lange und nicht isochrone Sedimentationszeiträume. Häufig lassen sich überwucherte Reste von Fossilien und gröberem Detritus (z. B. Quarzgerölle) als Einschlüsse in den Stromatolithen nachweisen, die im umgebenden Sediment weitgehend fehlen. Im Zentrum des abgebildeten Anschliffes (Abb. 11) erkennt man bis zu 5 mm große Milchquarz-Gerölle in einer feinkörnigen, fossilreichen oolithischen Matrix, die von blumenkohlartigen Wachstumsstrukturen vermutlicher Cyanobakterien-Matten (vgl. Martini et al. 2004: Abb. 8) herrühren. Die Mächtigkeiten der einzelnen Laminen liegen im mikroskopischen Bereich und sind wegen der Wechsellagerung von Karbonat und Pyrit deutlich erkennbar. Die Erhaltung feinster Strukturen deutet auf ein frühes Stadium der Diagenese hin. Das Gestein enthält zahlreiche feine, langgestreckte Hohlräume in der Orientierung der Laminen, die ihm ein zerbrechliches Gefüge verleihen.

Abb. 11: Angeschliffenes Handstück einer weitgehend konzentrisch aufgebauten Stromatolith-Konkretion aus der Baugrube „Allianz mainBuilding“ (vgl. Übersichtskarte Abb. 3a: Loc. 5). Etwa im mittleren Bereich der Konkretion befinden sich zwei ca. 3–4 mm große Milchquarzgerölle (siehe Pfeil) sowie detritisches und fossilführendes karbonatisches Sediment. Dunklere feinstlaminierte Lagen spiegeln Wachstumsphasen von Cyanobakterien-Kolonien wider. Die Stromatolith-Struktur enthält im Anschnitt zahlreiche lagenparallele Hohlräume. Tiefere Frankfurt-Formation (Mikrofossil-Subzone 8a). Maßstab 1 cm. (Aufsammlung und Präparation M. Keller im Jahr 2003, siehe auch Martini et al. 2004).

Abb. 12: Organikreicher karbonatischer Tonstein (mit Nannoplankton-Führung) von Großkrotzenburg (vgl. Martini 1987). Aufgespaltenes Handstück mit Resten juveniler Exemplare von *Perna faujasii* (Brongniart), *Granulolabium* sp. (ehemals *Potamides*), *Hydrobia* sp. und undefinierten kohligen Pflanzenresten auf einer Schichtfläche. Feingeschichtetes graubeiges, mergelig kalkiges Sediment mit Hell-Dunkel-Lamination im Millimeter-Bereich. Auffallend hoher Anteil an fein verteilten hellen Glimmerschüppchen in allen Lagen (Liefergebiet vermutlich kristalliner Vorspessart). Referenzprobe der Frankfurt-Formation mit besonderer Fazies aus dem Zentralen Hanauer Becken. Maßstab entspricht 1 cm. Neubau Schleuse Großkrotzenburg im Jahr 1980, Main-Aushub, Handstück Nr. 3/1980, Slg. E. Martini.


1
2
3
4
5
6

Foraminiferen

Nach LEHMANN (1966: 23) wurden in der Kernbohrung Nr. 1 aus dem Jahr 1963 auf dem ehemaligen Gelände der Bettinaschule (vormals Viktoria-Schule), Senckenberganlage 13-15 (vgl. Lokalitäten in Tab. 2 und Abb. 3a, 3b) neben Gobiiden auch 4 Gattungen von Foraminiferen mit 5 Arten gefunden (LEHMANN 1966: Profil 5, oberer Teil, entspricht der späteren Subzone 8b). Die häufigste Art ist *Bolivina moguntiaca* BARTENSTEIN & HEINEMANN, 1954. BEST (1975) erwähnt *B. moguntiaca* nur sporadisch für die Subzone 8b, hingegen als massenhaft in der Subzone 8a.

In den wenigen von uns geschlämmten Proben (es stand nur eine geringe Probenmenge zur Verfügung) der Baustelle „WestendDuo" konnten hingegen keine Foraminiferen festgestellt werden. Dagegen ließen sich bei REM-Untersuchungen in den Nannoplankton-haltigen Proben WD 1A (Profil B) vereinzelt nicht näher bestimmbare Foraminiferen nachweisen (vgl. MARTINI & SCHILLER 2017: fig. 3). Die REM-Probe WD 5 (Profil C) enthält ebenso vereinzelte Reste von nicht bestimmbaren Foraminiferen.

Ostracoden

In einigen Lagen der Fundstelle „WestendDuo" sind glatt- und dünnschalige Ostracoden auffällig. Die Exemplare liegen dichtgedrängt auf Schichtflächen, die sich leicht aufspalten lassen. Die extrem dünnwandigen Schalen der Ostracoden wurden durch Sedimentkompaktion weitgehend zerdrückt. Untergeordnet lassen sich auch mehr oder weniger verfestigte Steinkerne erkennen. Der Erhaltungszustand der gefundenen Ostracoden-Reste erlaubt bislang keine sichere taxonomische und stratigraphische Aussage. Im Gegensatz hierzu konnte BEST (1975) in der Mikrofossil-Subzone 8b mehrere Arten nachweisen, von denen *Candona* cf. *candidula* LIENENKLAUS, 1905 und *Eucypris agglutinans* (LIENENKLAUS, 1905) besonders häufig sind.

Bivalven

Im Profil D (Abb. 6 und 7) konnte eine *Perna*- (vormals *Mytilus*) Schill-Lage (Probe WD 29) ca. 15cm oberhalb der Nannoplankton-Lage +20 nachgewiesen werden. Dieser Fund stimmt mit den Profilangaben von BEST (1975) überein, der für die Subzonen 8b und 8e (jeweils mit höherem Salinitätseinfluss) *Perna*-Vorkommen im Frankfurter Raum angibt. Weitere Funde von *Perna* im Zentralen Hanauer Becken sind außerdem aus der Frankfurt-Formation von Großkrotzenburg am Main durch Funde anstehender Hydrobien-führender Sedimente im Main (Main-Aushub mit plattigen Handstücken bis max. 20 cm Länge) bekannt. Einige Handstücke von dort enthalten gut erhaltene Gobiiden-Skelette sowie isolierte Otolithen von mehreren Arten. Eine auffallende Nannoplankton-Gemeinschaft wurde in den Fundstücken mit deutlicher *Perna faujasii* Führung gefunden (siehe Abb. 12). Diese Nannoplankton-Arten ließen einen bislang nicht bekannten marinen Einfluss aus dem miozänen Nordsee-Raum erkennen (miozäne Arten zusammen mit umgelagerten Arten aus dem Paläogen und der Kreide, vgl. MARTINI 1987).

Eine ergänzende lichtmikroskopische Untersuchung der weiter oben erwähnten „WestendDuo"-Probe WD 29 mit *Perna* sp. ergab vereinzelte kleine unbestimmbare Coccolithen und nur ein Exemplar von *Reticulofenestra umbilicus* (LEVIN, 1965), umgelagert aus dem Paläogen. Es ergab sich keine erkennbare Übereinstimmung mit der auffallend artenreichen Nannoplankton-Gemeinschaft von Großkrotzenburg (vgl. MARTINI 1987), die aufgrund der vergesellschafteten Fischfauna (u. a. Gobiiden) in die jüngere Subzone 10b eingestuft wurde (siehe REICHENBACHER 2000: 51)

Gastropoden

In der Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten) sind Hydrobien gegenüber der Wiesbaden-Formation (Untere Hydrobien-Schichten) deutlich seltener (vgl. BEST 1975), kön-

---

⇦ **Tafel 5**

Otolithen (Sagitten) von Fischen

Frankfurt-Formation, Mikrofossil-Subzone 8b nach BEST 1975.

Fundstelle Baugrube „WestendDuo", Bockenheimer Landstraße 24, Frankfurt a.M., Profil D (TK 25 Bl. 5817 Frankfurt a.M. West: R: 3476220, H: 5553500) und „Neuer DB-Tunnel Mainz Süd", Kernbohrung KB 12: 10,10–10,20 m (TK 25 Bl. 6015 Mainz: R: 3448100, H: 5540010). Maßstäbe: Fig. 1–5 = 0,5 mm, Fig. 6 = 2 mm.

Fig. 1. *Gobius altus* WEILER, 1963; rechte Sagitta, Innenseite. „WestendDuo", Profil D: Probe WD 3Aa.

Fig. 2. *Gobius moenanius* WEILER, 1963; linke Sagitta, Innenseite. „WestendDuo", Profil D: Probe WD 3Aa.

Fig. 3. *Eleogobius brevis* (AGASSIZ) GIERL & REICHENBACHER, 2015; linke Sagitta, Innenseite. „Neuer DB-Tunnel Mainz Süd", Kernbohrung KB 12: 10,10–10,20 m.

Fig. 4. *Gobius francofurtanus* KOKEN, 1891; rechte Sagitta, Innenseite. „WestendDuo", Profil D: Probe WD 3Aa.

Fig. 5. *Gobius rostratus* WEILER, 1963; linke Sagitta, Innenseite. „WestendDuo", Profil B: Probe WD 1Aa.

Fig. 6. *Morone aequalis* (KOKEN) WEILER, 1942; rechte Sagitta, Innenseite. „WestendDuo", Profil D: Probe WD 8 (isolierter Otolith entnommen aus Skelettfund, vgl. Abb. 7e).

nen aber lagenweise angereichert sein. Im obersten Teil von Profil B der Baugrube „WestendDuo“ (Abb. 8) sind Hydrobien eher sporadisch vorhanden, bestimmbar waren *Hydrobia paludinaria* (Schlotheim, 1820) und *Nematurella obtusa* (Sandberger, 1858), vgl. hierzu Kadolsky (2008). Weiterhin wurden in der Probe WD 1A im Profil B einzelne, nicht näher bestimmbare, kompaktierte Gehäuse von Planorbiden festgestellt. Die Mehrzahl der Hydrobien-Schalen dieser Probe zeigt deutliche dunkle Verfärbungen, die auf anaerobe Bedingungen im Sediment hinweisen.

Bei REM-Untersuchungen der Sedimentprobe WD 1A „Hydrobien-Lage“ aus Profil B (vgl. Abb. 8) wurde, wie bereits erwähnt, eine bislang einmalige Vergesellschaftung von Hydrobien und der Nannoplankton-Art *Hymenomonas kelleri* gefunden.

Fische

Eine grundlegende Zusammenfassung über die brackisch-lakustrine oligozäne und untermiozäne Fischfauna im Mainzer- und Hanauer Becken und speziell der für unsere Arbeit wichtigen Frankfurt-Formation (Obere Hydrobien-Schichten) wurde von Reichenbacher (2000) detailliert zusammengestellt.

Einige Fundpunkte von *Aphanius*-, *Dapalis*- und *Gobius*-Otolithen im zentralen Frankfurter Stadtgebiet wurden bereits von Malz (1978) auf einer Übersichtsskizze dokumentiert.

Von besonderer Bedeutung für das Hanauer Becken sind die Gobiiden (Meergrundeln) neben Cypriniden (Karpfenfische), Moroniden (Wolfsbarsche), Perciden (Barsche), Cyprinodontiden (Kärpflinge) und Eleotriden (Grundlinge). Als besonderes Ereignis (mit Leitwert) in der Frankfurt-Formation gilt das erste Einsetzen (Einwanderung) von Gobiiden zu Beginn der Subzone 8b (Best 1975 und unsere Tab. 1), die im Frankfurter Teilbecken mit unterschiedlicher Häufigkeit (Wiesner 1967, Best 1975, Reichenbacher 2000) bis in die tiefere Praunheim-Formation (ehemals tiefere Prososthenien-Schichten) vorkommen.

In der Baugrube „WestendDuo“ wurden Sedimente der Subzone 8b mit Gobiiden in den Profilen B, C und D angetroffen (siehe Abb. 6 und 7). Die makroskopisch bedeutendsten und stratigraphisch wichtigen Fossilreste in der Baugrube stellen Ansammlungen von vollständigen Fisch-Skeletten (Gobiiden) zum Teil mit in situ erhaltenen Otolithen dar, wie sie schon aus den Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) des Hanauer Beckens (Eikamp & König 1980, Martini 1984) und des Oberrheingrabens (Reichenbacher et al. 2007) beschrieben wurden. Im Allgemeinen sind die Fische in Seitenlage im Sediment eingebettet, aufgrund der Körperform der Gobiiden kommen jedoch auch selten Positionen in Bauchlagen vor. Die Bestimmung der Fischfossilien erfolgte anhand der Skelette und auch über die aus Sedimentproben ausgeschlämmten Otolithen.

In den tiefsten untersuchten Lagen (Profil A) wurden Schlundzähne von Cypriniden, mehrere Skelette und zahlreiche Otolithen von *Morone aequalis* sowie eine Sagitta einer juvenilen *Perca*-Art gefunden. Belegt sind weitere Funde von *Morone aequalis* im obersten Teil von Profil B und oberhalb der *Perna*-Lage im Profil D, hier als komplette Skelette. Aufgrund der Dimensionen ließen sich diese beachtlich großen Fossilfunde nicht immer als komplette Skelette bergen (siehe Abb. 7 e). Die Gesamtlänge der gefundenen Exemplare von *Morone aequalis* erreicht hier ca. 15 cm, ihre Sagitten besitzen dann eine Größe von ca. 9 mm (siehe Taf. 5: Fig. 6). Die Häufigkeit von *Morone*-Skeletten spielt im Verhältnis zu den zahlreichen Funden von Gobiiden nur eine untergeordnete Rolle. *Morone* gilt im Gegensatz zu den vorzugsweise in großer Siedlungsdichte lebenden Gobiiden als solitär lebende Fischart mit räuberischer Lebensweise.

Skelette von Gobiiden wurden in den Profilen B bis D nachgewiesen. Die beim Aufspalten von Sedimentstücken gefundenen Exemplare besitzen eine durchschnittliche Größe zwischen 2,5 und 3,5 cm und deuten auf Jungfische hin. Kleinere Fischskelette fanden bei der Probennahme vermutlich keine Beachtung, müssen aber aufgrund der ausgeschlämmten sehr kleinen Otolithen vorhanden gewesen sein. Ein fragmentarisch erhaltener Skelettfund eines seltenen adulten Gobiiden (*Gobius rostratus* Weiler, 1963) besaß vermutlich eine Gesamtlänge von mindestens 6 cm. Die taxonomische Unterscheidung der Gobiiden wurde anhand morphologischer Kriterien (vgl. Reichenbacher 2000) der besonders gut erhaltungsfähigen Otolithen (hier Sagitten) durchgeführt und ergab vier verschiedene Arten von der Baustelle „WestendDuo“ (vgl. Taf. 5).

Im obersten Abschnitt des Profils B (Abb. 6), im Hangenden der 23 cm mächtigen Karbonatlage (Silt- und Tonstein), konnten neben Otolithen von *Gobius francofurtanus*, *Gobius rostratus* und seltener *Gobius altus* Weiler, 1963 zahlreiche kleine und damit unbestimmbare juvenile *Gobius*-Otolithen nachgewiesen werden. Im Profil C wurden im Hangenden der obersten Kalkbank nur vereinzelt Skelettreste von schlecht erhaltenen und nicht bestimmbaren Gobiiden gefunden. In dem detailliert bearbeiteten Profil D setzen die Gobiiden wenige Zentimeter unterhalb der Nannoplankton-Lage +20 ein (siehe Abb. 7 b). Neben vollständigen Skeletten auf Sedimentflächen, z.T. mit Otolithen in situ, wurden im Schlämmgut der untersuchten Lagen auch isolierte Wirbel, Flossenstachel und Otolithen, diese vorwiegend von *Gobius rostratus* und seltener von *Gobius francofurtanus*, angetroffen. Im höheren Abschnitt überwiegen im Schlämmgut neben vielen unbestimmbaren juvenilen *Gobius*-Otolithen Exemplare von *Gobius francofurtanus*. Otolithen von *Gobius altus* und *Gobius moenanius* Weiler, 1963 sind selten.

Zu erwarten wären im Hanauer Becken auch Exemplare von *Gobius brevis* (Agassiz) Gaudant, 2000 [jetzt *Eleogobius brevis* (Agassiz) Gierl & Reichenbacher, 2015], einer Art, die sich aus dem Unter-Miozän der Paratethys bis in den mittleren Oberrheingraben ausbreitete (Reichenbacher et al. 2007). In unveröffentlichten Master-Arbeiten von Gitter (2009) und

Läuchli (2009) wurde diese Art auch im Mainzer Becken in der Bohrung KB 12 „Neuer DB-Tunnel Süd“ der Bundesbahn in Mainz bei 10,10–10,20 m nachgewiesen. Unveröffentlichte Nannoplankton-Untersuchungen von ca. 25 Proben der ca. 26 m tiefen Kernbohrung KB 12 (TK 25 Bl. 6015 Mainz R: 3448100, H: 5540010) durch E. Martini im Jahr 2007 ergaben, dass der oben erwähnte Kernabschnitt 10,10–10,20 m ca. 60 cm oberhalb der identifizierten Nannoplankton-Massenlage +19 (Mikrofossil-Subzone 8a, hier bei 10,80 m) liegt. Eine zusätzliche Überprüfung des Probenmaterials von 10,10–10,20 m, hier Mikrofossil-Subzone 8b, für unsere Arbeit lieferte Otolithen von *E. brevis* (selten) (Taf. 5: Fig. 3), *Gobius altus* (selten), *G. francofurtanus* (häufig), *G. rostratus* (häufig) sowie zahlreiche unbestimmbare juvenile Gobiiden-Otolithen. Dieses Vorkommen dokumentiert den Beginn der Mikrofossil-Subzone 8b nach Best (1975) der Oberen Hydrobien-Schichten (heute Frankfurt-Formation) im Mainzer Becken sensu lato.

Vertreter aus der Familie der Gobiiden dominieren die Fischfauna in der Frankfurt-Formation (oberhalb der Mikrofossil-Subzone 8a, siehe Abb. 4). So konnten zum Beispiel von einem 7,3 kg schweren und ca. 30 cm langen Bohrkern-Abschnitt (leider ohne Tiefenangabe) aus der Baugrund-Kernbohrung BT 45 (Hof des ehemaligen Kuratoriums der Goethe-Universität, Senckenberganlage 34, Frankfurt a.M., Best 1966; vgl. unsere Abb. 3a: Fundpunkt 8) im Schlämmgut die hohe Zahl von ca. 2100 Otolithen ausgelesenen werden. Hiervon entfielen ca. 1900 Exemplare auf Gobiiden (Wacker 1971). Aufgrund der gesamten Otolithen-Vergesellschaftung stufte die Bearbeiterin den untersuchten Abschnitt in die Mikrofossil-Zone 10 nach Wiesner 1967 ein (oberste Frankfurt-Formation). In unmittelbarer Nachbarschaft wurden bei späteren Baumaßnahmen zur Erweiterung der U-Bahn-Linie 4, in Höhe Senckenberganlage 36, die Frankfurt-Formation in einer ca. 17 m tiefen Baugrube aufgeschlossen. Eine Beprobung dieser Schichten führte zu einer Einstufung in den Bereich der Mikrofossil-Subzonen 8 bis 10 (u.a. *Potamides*- und *Tympanotonos*-Horizont). Bei ca. 10 m Tiefe wurden auffallend viele Reste von *Aphanolebias meyeri* (Agassiz), z.T. sogar als Leichenfelder gefunden (Ott 2003). Ergänzend sollte erwähnt werden, dass die Schichten in der Baugrube nicht söhlig lagerten und die Tiefenangaben bei Ott (2003: Tab. 2) keiner exakten stratigraphischen Abfolge entsprechen.

Gut erhaltene Skelette von Gobiiden sind in der Frankfurt-Formation häufig in Lagen angereichert und bilden Leichenfelder (vgl. Malz 1978, Eikamp & König 1980, Martini 1984), so auch im Profil D in der Nähe der Nannoplankton-Lage +20. Hier wurden außerdem vereinzelt Skelette von kleinen, nicht weiter bestimmbaren Exemplaren aus der Familie der Eleotridae gefunden (freundl. mündl. Mitt. B. Reichenbacher, Ludwig-Maximilians-Univ. München).

10 Zusammenfassung und Diskussion

Nach einer weitgehenden Aussüßung des Habitats („karbonatfreie Tonleitschicht“ sensu Friedrich & Kümmerle 1969, Best 1975) im obersten Abschnitt der Wiesbaden-Formation im Raum Frankfurt wurden zu Beginn der Frankfurt-Formation erste Anzeichen eines erneuten Anstiegs der Salinität durch die Anwesenheit von Nannoplankton-Lagen und Foraminiferen-Vorkommen nachgewiesen (vgl. Best & Müller 1972, Best 1975, Martini 1988). Mit Beginn der Frankfurt-Formation wurden erneut wohlgeschichtete, dunkle und bituminöse Tonmergel abgelagert, die auf eine Vertiefung bzw. Abschnürung eines Beckenteils des Ablagerungsraumes deuten. Dunkle Verfärbungen der Fossilien, insbesondere bei Gastropoden und Ostracoden, sprechen für zeitweise anaerobe Verhältnisse in den Sedimenten.

In jüngerer Zeit wurde dieser Übergang in der Baugrube (von 2003–04) „Allianz mainBuilding“ in Frankfurt a.M. (Abb. 3a: Fundpunkt 5) genauer dokumentiert, wo besonders der unterste Teil der Frankfurt-Formation (Subzone 8a nach Best 1975) mit den Nannoplankton-Massenlagen +18 und +19 aufgeschlossen war (Martini et al. 2004). Diese Lagen wurden auch in der Baugrube „OpernTurm“ (Bockenheimer Landstraße 2–4) nachgewiesen (Abb. 3a, Tab. 2: Fundpunkt 7a; Slg. E. Martini). Die untersuchten Sedimente der Baugrube „WestendDuo“ (Abb. 3a: Fundpunkt 4) gehören dem unteren Teil der Zone 8b nach Best (1975) an und dokumentieren die beginnende Einwanderung der Gobiiden (Meergrundeln) aus dem Oberrheingraben in das Hanauer Becken (Abb. 1).

Die Taphozönose von *Hymenomonas kelleri* zusammen mit Hydrobien sowie *Botryococcus* sp., vereinzelten Foraminiferen und zahlreichen dickschaligen kalkigen Zysten von Dinoflagellaten, unmittelbar unter einer Gobiiden-Fundschicht im Profil B deutet auf einen brackisch-marinen Milieuabschnitt.

Den Sedimentlagen mit ersten Gobiiden folgen im Profil D zwei Massenlagen von *Coccolithus pelagicus* (Lagen +20 und +21), einer marinen Nannoplankton-Art, die allerdings auch bei nicht vollmarinen Bedingungen Algenblüten entwickeln kann. Rezente Gobiiden besiedeln überwiegend küstennahe marine bis brackische Flachwasserbereiche, können aber auch nach einer Anpassungsphase unter Süßwasser-Bedingungen leben. Beide Gruppen geben aufgrund ihrer bevorzugten Lebensweise Hinweise auf eine erneute bemerkbare Erhöhung der Salinität. Hierfür sprechen außerdem zahlreiche Funde verschiedener Dinoflagellaten mit Überlieferung ihrer unterschiedlichen Stadien, vereinzelte Foraminiferen (vgl. Profil B) sowie das Fehlen von rein limnischen Organismengruppen, wie z. B. Süßwasser-Gastropoden oder -Algen.

Martini et al. 1988 stellten aufgrund von Isotopen-Untersuchungen eine Salinitätszunahme zur Zeit der Ablagerung von Nannoplankton-Massenlagen in der Wiesbaden-Formation und tieferen Frankfurt-Formation fest. Je mehr Nannoplankton-Arten an den untersuchten Sedimentlagen beteiligt waren, desto deutlicher war der Salinitätsanstieg. Für deutlichen Süßwasser-Einfluss sprechen lediglich die sehr niedrigen $\delta^{18}O$ -Werte der Nannoplankton-Massenlage +8 (*Hymenomonas krejcigrafii*) und die Massenlagen +13 und +17 mit der kalkabscheidenden Chlorophycee *Phacotus lenticularis* (Ehrenberg) Diesing, 1866 in der Wiesbaden-Formation.

Die Qualität der Aussagekraft von geochemischen und elektronenmikroskopischen Untersuchungen an Sedimenten mit Nanno- und Mikrofossilien setzt voraus, dass die Organismenreste nur einer geringen diagenetischen Umwandlung unterlagen. Unsere Untersuchungen zeigen, dass im Gegensatz zu Proben von Kernbohrungen aus dem Frankfurter Stadtgebiet stratigraphisch vergleichbare Proben von Baugrubenprofilen („WestendDuo“ und „Allianz mainBuilding“) folgende Vorteile aufweisen: keine mechanischen Bohrartefakte, wie z. B. Kompaktion der Sedimente beim Rammkernbohren, Abscherungen von Sedimentflächen durch ruckartige Veränderungen des Bohrungsvorschubs oder Kernverluste durch Auswaschung. Der direkte Vergleich von Proben der AfE-Kernbohrung 1971 mit denen der Baugrube vom „WestendDuo“ (Distanz Luftlinie ca. 1,2 km) offenbart deutlich die wesentlich bessere Erhaltung filigraner Fossilien aus Grabungen, die keinem Bohrprozess unterworfen waren.

Die weitgehend eigenständige Ausbildung der Wiesbaden- und Frankfurt-Formation im Stadtbereich von Frankfurt (Fazies, Fossilführung und Mächtigkeiten) unterscheidet sich deutlich vom östlichen Teil des Hanauer Beckens (sensu lato) sowie dem nördlichen Oberrheingraben, so dass wir es als gerechtfertigt ansehen, diese Übergangszone im Sinne von Triebel (1963 und 1967) als Frankfurter Teilbecken zu bezeichnen.

Danksagung: Ohne die freundliche Genehmigung der HOCHTIEF GmbH die Baustelle „WestendDuo“ betreten zu dürfen, wäre eine wissenschaftliche Untersuchung der aufgeschlossenen Sedimente nicht möglich gewesen. Wir danken Frau Prof. Dr. B. Reichenbacher (Ludwig-Maximilians-Universität München) für die Hilfe bei den taxonomischen Bestimmungen von Gobiiden und für die Bereitstellung von Probenmaterial der Kernbohrung KB12 „Neuer DB-Tunnel Mainz Süd“ aus dem Mainzer Becken. Herr Prof. Dr. H. Willems (Universität Bremen) unterstützte die Arbeit mit Hinweisen zu Dinoflagellaten-Stadien und deren Taxonomie. Das Hessische Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) Wiesbaden stellte in dankenswerter Weise Unterlagen zur Kernbohrung 45 (956) A/80-B5 Bruchköbel (Bl. 5819 Hanau) von 1980 zur Verfügung. Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danken wir Herrn Dr. H. Heggemann und Herrn J. Marx, beide vom Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) Wiesbaden.

11 Schriftenverzeichnis

Agassiz, L. (1839 in 1833-43): Recherches sur les poissons fossiles, Tome **V**(2): 160 p.; Neuchatel (Petitpierre).

Agassiz, L. (1833-43): Recherches sur les poissons fossiles. – Atlas, Tome **2**: 64 tab.; Neuchatel (Petitpierre).

Amann, P., Best, G. & Schneider, W. (1976): Bodenmechanische und geologisch-sedimentpetrographische Ergebnisse einer 100 m tiefen Kernbohrung im Untermiozän von Frankfurt am Main. – Geol. Jb., **C 16**: 23–68, 19 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Hannover.

Anderle, H.-J. (1970): Outlines of the structural development at the northern end of the Upper Rhine Graben. – In: Illies, J.H. & Mueller, St. (eds.): Graben Problems. – 97–102, 1 fig.; Stuttgart (Schweizerbart).

Anderle, H.-J. (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. – In: Illies, J.H. & Fuchs, K. (eds.): Approaches to Taphrogenesis: 243–253, 1 fig.; Stuttgart (Schweizerbart).

Anderle, H.-J. (2009): Tektonik. – In: Kümmerle, E. & Seidenschwann, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West: 80-88, Abb. 15–18; Wiesbaden.

Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C. & Schaefer, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **94**: 697–710, 20 figs.; Berlin-Heidelberg.

Best, G. (1966): Geologische Kartierung auf Blatt Altenstadt (Hessen) und Geologische Profilaufnahmen in Frankfurt a/M. – Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Frankfurt: 122 S., 24 Abb., 5 Tab.; Frankfurt a.M.

Best, G. (1975): Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 75–138, 18 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Mainz.

Best, G. & Müller, C. (1972): Nannoplankton-Lagen im Unter-Miozän von Frankfurt am Main. – Senck. lethaea, **53**(1/2): 103–107, 3 Taf.; Frankfurt a.M.

Best, G. & Schneider, W. (1974): Petrographische Untersuchungen an untermiozänen Karbonatgesteinen des östlichen Mainzer Beckens (Frankfurt a.M.). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **144**(3): 271–295, 18 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

Best, G. & Wiesner, E. (1966): „Cerithien“ aus den Hydrobienschichten von Frankfurt am Main und Umgebung. – Jb. Nass. Ver. für Naturkde., **98**: 55–63, 6 Abb.; Wiesbaden.

Blackburn, K.B. & Temperley, B.N. (1936): *Botryococcus* and the Algal Coals. – Transact. Royal Soc. Edingburgh, **58**(3): 841–868, 4 + 2 figs., pls. 1–2; Edingburgh.

Böhl, A. (1928): Beitrag zur Stratigraphie und Paläontologie der tertiären Ablagerungen im östlichen Mainzer Becken. – Abh. Senck. Naturforsch. Ges., **41**(2): 65–113, 4 Abb., 1 Tab., 1 Profil, 1 Taf.; Frankfurt a.M.

Boettger, O. (1877): Ueber die Fauna der Corbicula-Schichten im Mainzer Becken. – Palaeontographica, **24**(5): 185–220, Taf. XXIX; Cassel.

Bothe, F. (1929): Geschichte der Stadt Frankfurt am Main. – 336 S., 90 Abb.; Frankfurt a.M. (Englert & Schlosser).

Braun, A. (1850/51): Die fossile Fauna des Mainzer Beckens. Wirbellose Thiere. – In: Walchner, F.A.: Handbuch der Geognosie, 2. Aufl., Lief. 7/8: 1112–1169; Carlsruhe (Ch. Th. Groos).

Clocchiatti, M. & Jerkovic, L. (1970): *Cruciplacolithus tenuiforatus*, nouvelle espèce de Coccolithophoridé du Miocène d´Algérie et de Yougoslavie. – Cah. Micropaléont. Sér. 2, No. 2, Arch. orig. Centre Docum. C.N.R.S., No. **467**: 1–6, 2 pls., 1 tab.; Paris.

Dersch-Hansmann, M. & Hug, N. (2004): Oberer und Mittlerer Buntsandstein im Untergrund des Dieburger Beckens. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 81–95, 5 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2011): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., **75**: 461 S., div. Abb. u. Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

Diehl, O. (1928): Ueber einen Basaltdurchbruch südwestlich Messel unweit Darmstadt. – Notizbl. Ver. Erdkde. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt, **V.** Folge, 10. Heft: 49–53; Darmstadt.

Eikamp, H. & König, W. (1981): Neue Skelettfunde von *Gobius francofurtanus* Koken (Fam. Gobiidae, Grundeln) aus den oberen Hydrobienschichten von Großkrotzenburg am Main (Hess.). 2. Aufl. – 24 S., 10 Abb., 1 Tab., 2 Taf., 1 Kte.; Großkrotzenburg (Eigenverlag).

Fischer, K. (1904): Neue Aufschlüsse im Weichbild der Stadt Frankfurt am Main. – Ber. Senck. naturforsch. Ges. für 1904: 47–58, 1 Abb.; Frankfurt a.M.

Fischer, K. (1913): Urgeschichte und Geschichte des Geländes um das Museum der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft an der Viktoria-Allee zu Frankfurt a.M. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **3**(1): 40–47, 4 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

Fischer, K. & Wenz, W. (1912): Verzeichnis und Revision der tertiären Land- und Süßwasser-Gastropoden des Mainzer Beckens. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil. Bd., **34**: 431–512, Taf. 17; Stuttgart.

Friedrich, K. & Kümmerle, E. (1969): Ein geologisches Profil vom Frankfurter Hauptbahnhof zum Opernplatz. – Natur u. Museum, **99**(8): 369–375, 2 Abb.; Frankfurt a.M.

Gaarder, K.R. (1962): Electron Microscope Studies on Holococcolithophorids. – Nytt Mag. Bot., **10**: 35–51, 2 figs., 12 pls.; Oslo.

Gaarder, K.R. & Markali, J. (1956): On the Coccolithophorid Crystallolithus hyalinus n. gen., n. sp. – Nytt Mag. Bot., **5**: 1–6, 1 pl.; Oslo.

Gaudant, J. (2000): Nouvelles recherches sur l'ichthyofaune lacustre du Karpatien inférieur d´Eibiswald et observations sur quelques os isolés de poissons découverts aux environs de Wies (Styrie). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abt. I, **207**: 15–43, 10 figs., 3 pls., 3 tabs.; Wien.

Geisen, M., Billard, Ch., Broerse, A., Cros, L., Probert, I. & Young, J. (2002): Life-cycle associations involving pairs of holococcolithophorid species: intraspecific variation or cryptic specifiation? – Eur. J. Phycol., **37**: 531–550, 44 figs., 2 tabs.; London.

Geisen, M., Young, J.R., Probert, I., Sáez, A.G., Baumann, K.-H., Sprengel, C., Bollmann, J. Cros, L., de Vargas, C. & Medlin, L.K. (2004): Species Level Variation in Coccolithophores. – In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (Eds.): Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact: 327–366, 7 pls.; Berlin Heidelberg (Springer).

Gierl, C. & Reichenbacher, B. (2015): A New Fossil Genus of Gobiiformes from the Miocene Characterized by a Mosaic Set of Characters. – Copeia, **103**(4): 792–805, 6 figs., 2 tabs.; Lawrence, Kansas (USA).

Gitter, F. (2009): On the facies of the Frankfurt Formation in the Mainz Basin (Upper Hydrobia Beds, Lower Miocene): Biostratigraphy, correlation and palaeogeography. – Master-Arbeit (unveröff.), Fakultät Geowissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München: 27 S., 4 Abb., 6 Tab.; München.

Golwer, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

Golwer, A. & Semmel, A. mit Beiträgen von Anderle, H.-J., Müller, K.-H., Plass, W., Plaumann, S., Reul, K. & Ulrich, H.-J. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5917 Kelsterbach. – 221 S., 17 Abb., 17 Tabs., 3 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.

Güthe, W. (1929): Die Braunkohlenablagerungen der Hanau-Seligenstädter Mulde. – Geologische Meldearbeit (Gewerkschaft Gustav Dettingen; unveröff.): 58 S., 11 Kte.; Dettingen a. Main.

Hamilton, W.J. (1854): On the Geology of the Mayence Basin. – Quart. Journ. Geol. Soc., **10**(1): 254–298, 11 figs., 7 tabs.; London.

Hampel, A. (2014): Unter dem Pflaster lag der Strand – 20 Millionen Jahre alte Fische. – Fundgeschichten. Archäologie in Frankfurt 2013/2014: 18–19, 4 Abb.; Frankfurt a.M.

Häuser, F. (1961): Corbiculaschichten östlich von Hainstadt am Main. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 331; Wiesbaden.

Harms, F.-J., mit Beitr. von Wallner, H. & Jacoby, W.R. (1999): Geologische Karte zur Verbreitung der Messel-Formation, Welterbe Grube Messel. – Faltblatt mit Erläuterungen, div. Abb.; Hessisches Landesamt für Bodenforschung Wiesbaden.

Harms, F.-J., mit Beitr. von Aderhold, G., Hoffmann, I., Molek, H., Nix, T. & Rosenberg, F. (2001): Grube Messel bei Darmstadt (Südhessen). (Exkursion G1 am 19. und G2 am 20. April 2001). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 145–181, 1 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (E. Schweizerbart).

Hartmann, D. & Stapf, K.R.G. (1988): Zur Mikrofazies, Genese und Diagenese von Lagunen-Sedimenten in den Hydrobien-Schichten (Unter-Miozän) des nördlichen Mainzer Beckens. – Mitt. Pollichia, **75**: 143–196, 21 Abb., 3 Tab., 6 Taf.; Bad Dürkheim.

Homann, J.B. (um 1700): Abbildung der Keys. Freyen- Reichs- Wahl- und Handelstatt Franckfurt am Mayn mit ihrem Gebiet und Gräntzen [Karte, Kupferstich]; Nürnberg.

Hoselmann, C., Laupenmühlen, T., Bohatý, J., Radtke, G., Weber, G. & Weidenfeller, M.: Field Trip C (27. September 2018): Fluviatile und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet. – DEUQUA Spec. Pub., **1**, 29–52, 20 Abb.; Göttingen (Copernicus Publications).

Hottenrott, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 113–168, 20 Abb.; Wiesbaden.

Hottenrott, M. (1993): Mikrofloristische Gliederung und Charakterisierung der Tertiärschichten von Frankfurt a.M. – In: Kümmerle, E. & Seidenschwann, G. mit Beiträgen von Blum, R., Ehrenberg, K.-H., Golwer, A., Hottenrott, M., Müller, K.-H., Rosenberg, F., Sabel, K.-J. & Wiegand, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost; 3. Aufl.: 54–69, 307, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

Ignatenko, M. & Yatsenko-Stepanova, T. (2023): Coccolithophores in the algal flora from South Urals (Russia) with the description of a new *Hymenomonas* species. – Phytotaxa, **601**(1): 55–64, 15 figs., 2 tabs.; Auckland, New Zealand (Magnolia Press).

Janofske, D. (2000): *Scrippsiella trochoidea* and *Scrippsiella regalis*, nov. comb. (Peridiniales, Dinophyceae): a comparison. – Journ. Phycology, **36**(1): 178–189, 24 figs.; Athens, Ohio (USA).

Kadolsky, D. (1984): Zur Taxonomie, Nomenklatur und stratigraphischen Bedeutung einiger Mollusken der Inflaten-Schichten und höchsten Cerithienschichten (Tertiär, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitteil., **13**: 195–203, 6 Abb., 1 Tab.; Mainz.

Kadolsky, D. (1995): Stratigraphie und Molluskenfaunen von „Landschneckenkalk" und „Cerithienschichten" im Mainzer Becken (Oberoligozän bis Untermiozän?), 2: Revision der aquatischen Mollusken des Landschneckenkalkes. – Arch. Molluskenkunde, **124**(1/2): 1–55, 48 Abb., 4 Taf.; Frankfurt a.M.

Kadolsky, D. (2008): Zur Identität und Synonymie der häufigeren „Hydrobien" der Rüssingen-Formation (*Inflata*-Schichten) und Wiesbaden-Formation (Hydrobien-Schichten) (Miozän, Mainzer Becken) (Gastropoda, Prosobranchia: Rissooidea). – Senck. lethaea, **88**(2): 229–266, 13 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Frankfurt a.M.

Kadolsky, D. & Schäfer, P. (1995): „*Corbicula*-Schichten" und „*Inflata*-Schichten" (Miozän, Mainzer Becken): Zur Begriffsklärung zweier unterschiedlicher stratigraphischer Einheiten. – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 71–86, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Mainz.

Katzenbach, R. (2006): Bodenmechanische Grundlagenforschung und ihre Bedeutung für den Frankfurter Hochhausbau. In: Springmann, S.M. et al. (Hrsg.): Aktuelle Probleme der Geotechnik; Festkolloquium zur Verabschiedung von Prof. Dr. Peter Amann. – Veröff. Inst. Geotechnik (IGT) der ETH Zürich, **224**: 13–40, 31 Abb.; Zürich (vdf Hochschulverlag AG ETH).

Katzenbach, R., Fehsenfeld, A., Moormann, C. & Vogler, M. (2002): Die Baugrundverhältnisse im Mainzer und Hanauer Becken und deren Bedeutung für die Entwicklungen in der Geotechnik. – 27. Baugrundtagung 25.-28. Sept. 2002, Mainz. – Dt. Ges. für Geotechnik, **2002**: 15–22, 15 Abb.; Essen.

Keupp, H. & Ilg, A. (1989): Die kalkigen Dinoflagellaten im Ober-Callovium und Oxfordium der Normandie/Frankreich. – Berliner Geowiss. Abh., **A106**: 165–205, 2 Abb., 12 Taf.; Berlin.

Kinkelin, F. (1884): Die Schleusenkammer von Frankfurt-Niederrad und ihre Fauna. – Ber. Senck. nat. forsch. Ges. **1884**: 219–257, Taf. II und III; Frankfurt a.M.

Kinkelin, F. (1885): Die Pliocänschichten im Unter-Mainthal. – Ber. Senck. nat. forsch. Ges., **1885**: 200–234; Frankfurt a.M.

Kinkelin, F. (1889): Erläuterungen zu den geologischen Übersichtskarten der Gegend zwischen Taunus und Spessart. – Ber. Senck. nat.-forsch. Ges., **1889**: 323–351, 2 Taf.; Frankfurt a.M.

Kinkelin, F. (1892): Die Tertiär- und Diluvial-Bildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. – Abh. geol. Specialkte. Preuss. Thüring. Staaten, **IX**(4): 302 S., 12 Abb., 2 Taf.; Berlin.

Kinkelin, F. (1898): Kleine Notizen aus der geologisch-paläontologischen Sektion: 4. Eine Tiefbohrung im westlichen Frankfurt a.M. – Ber. Senck. nat.-forsch. Ges., **1898**: 198–206; Frankfurt a.M.

Kinkelin, F. (1900): Beiträge zur Geologie der Umgegend von Frankfurt a.M. – Ber. Senck. nat.-forsch. Ges., **1900**: 121–162, 6 Abb., Taf. VIII + IX; Frankfurt a.M.

Kinkelin, F. (1909): Vorgeschichte vom Untergrund und von der Lebewelt des Frankfurter Stadtgebietes. Eine geologische Skizze. – 96 S., 9 Taf.; Frankfurt a.M. (J. Rosenheim).

Kirchner, A. (1818a): Ansichten von Frankfurt am Main der umliegenden Gegend und den benachbarten Heilquellen, Bd. **1**: 376 S., 11 Abb.; Frankfurt a.M. (Gebr. Wilmans).

Kirchner, A. (1818b): Ansichten von Frankfurt am Main der umliegenden Gegend und den benachbarten Heilquellen, Bd. **2**: 283 S., 14 Abb., 1 Kt.; Frankfurt a.M. (Gebr. Wilmans).

Klebs, G. (1893): Flagellatenstudien. – Z. wiss. Zool., **55** (Teil 1): 265–251, Taf. 13–16 und (Teil 2): 353–445, Taf. 17–18; Leipzig (W. Engelmann).

Klemm. G. (1894): Blatt Babenhausen. – Erl. Geol. Kte. Grossherzogthum Hessen 1:25000: 29 S., 1 Abb.; Darmstadt (A. Bergsträsser).

Klemm. G. (1910): Blatt Messel. – Erl. Geol. Kte. Grossherzogthum Hessen 1:25000, 2. Aufl.: 47 S.; Darmstadt (Großherzoglicher Staatsverlag).

Klemm. G. (1938): Blatt Roßdorf. – Erl. Geol. Kte. Hessen 1:25000, 3. Aufl.: 114 S., 1 Taf.; Darmstadt (Hessischer Staatsverlag).

Koch, C. (1882a, Teil a): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, No. 50 Rödelheim [ergänzt durch E. Kayser], 17 S.; Berlin (J. H. Neumann).

Koch, C. (1882a, Teil b): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25000, No. 50 Rödelheim; Berlin.

Koch, C. (1882b, Teil a): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, No. 51 Frankfurt a.M. [ergänzt durch E. Kayser], 16 S.; Berlin (J. H. Neumann).

Koch, C. (1882b, Teil b): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25000, Frankfurt a.M. No. 51; Berlin.

Kohring, R. (1997): Calcareous dinoflagellate cysts from the Blue Clay formation (Serravallien, Late Miocene) of the Maltese Islands. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1997**(3): 151–164, 4 figs.; Stuttgart.

Kohring, R., Gottschling, M. & Keupp, H. (2005): Examples for character traits and palaeoecological significance of calcareous dinoflagellates. – Pal. Z., **79**(1): 79–91, 7 figs.; Stuttgart.

Kölbel, B. & Terken, L. unter Mitarbeit von Sauerwein, M., Sauerwein, K., Kölbel, S. & Röhner, G.J. (2007): Steven Jan van Geuns. Tagebuch einer Reise mit Alexander von Humboldt durch Hessen, die Pfalz, längs des Rheins und durch Westfalen im Herbst 1789: 587 S., 1 Abb., 1 Kte.; Berlin (Akad. Verlag).

Koken, E. (1891): Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen. II. – Z. Dt. geol. Ges., **43**: 77–170, 27 Abb., Taf. I - X; Berlin (W. Hertz).

Kottmeier, D.M., Chrachri, A., Langer, G., Helliwell, K.E., Wheeler, G.L. & Brownlee, C. (2022): Reduced H^+ channel activity disrupts pH homeostasis and calcification in coccolithophores at low ocean pH. – PNAS (Proceedings National Academy Sciences), **119**(19): 11 p., 5 figs.; Washington, D.C. (e2118009119, doi.org/10.1073/pnas.2118009119).

Kowalczyk, G. (2001): Permokarbon des Sprendlinger Horstes und der westlichen Wetterau (Exkursion I am 20. April 2001). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 211–236, 15 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

Krajewski, W. & Reul, O. (2003): Erfahrungen zur numerischen Berechnung von Baugruben und Gründungen im Rhein-Main-Gebiet. – In: Schanz, T. (Hrsg.): DGGT, AK 1.6 Numerik in der Geotechnik. – Bauhaus Univ. Weimar, Schriftenreihe Geotechnik, Heft **11**: 103–118; Weimar.

Kümmerle, E. (1971): Zur Geologie der nordwestlichen Stadtgebiete von Frankfurt a.M. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 214–231, 5 Abb., Taf. 16; Wiesbaden.

Kümmerle, E. (1974): Geologische Ergebnisse neuerer Bohrungen in Frankfurt am Main. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 143–158, 1 Abb., Taf. 10; Wiesbaden.

KÜMMERLE, E. (1981): Mikropaläontologische Untersuchung von 36 Bohrproben TK 25 Bl. 5819 Hanau. Brg. A/80 – B 5, R 349546 H 555876 [= Bohrung 45 Bruchköbel] (unveröff. Gutachten Hess. L.-Amt. Bodenforsch.). – 3 S.; Wiesbaden.

KÜMMERLE, E. (1993): Geologische Karte, Beibl. 1. – In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. mit Beiträgen von BLUM, R., EHRENBERG, K.-H., GOLWER, A., HOTTENROTT, M., MÜLLER, K.-H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & WIEGAND, K. (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost.: 308 S., 31 Abb., 36 Tab., 3 Beil.; Wiesbaden.

KÜMMERELE, E. & RADTKE, G. (2001): Mit dem Main durch Frankfurt - ein geologischer Spaziergang. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **122**: 5–21, 12 Abb.; Wiesbaden.

KÜMMERELE, E. & SCHEER, H.-D. (1979): Die geologischen Verhältnisse längs der U-Bahn-Strecke Leipziger Straße in Frankfurt am Main. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 145–161, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. mit Beiträgen von BLUM, R., EHRENBERG, K.-H., GOLWER, A., HOTTENROTT, M., MÜLLER, K.-H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & WIEGAND, K. (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost. – 308 S., 31 Abb., 36 Tab., 3 Beil.; Wiesbaden.

KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., GOLWER, A., KOWALCZYK, G., KRACHT, M., MÜLLER, K.-H., RADTKE, G., ROSENBERG, F., RUMOHR, S., SABEL, K.-J., SCHREINER, M., STENGEL-RUTKOWSKI, W., STRECKER, G. & ZIEHLKE, C.-P. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West. – 308 S., 43 Abb., 35 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.

KÜTZING, F.T. (1849): Species algarum. – VI + 922 S.; Leipzig (Brockhaus).

LÄUCHLI, B. (2009): On the facies of the Frankfurt Formation in the Mainz Basin (Upper Hydrobia Beds, Lower Miocene): Lithostratigraphy and isotopic measurements of fish otoliths and ostracods. – Master-Arbeit (unveröff.), Fakultät Geowissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München: 42 S., 5 Abb., 9 Tab.; München.

LEHMANN, C. (1966): Geologische Untersuchungen im Frankfurter Stadtgebiet und im Gebiet der Hohen Straße. – Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Frankfurt: 124 S., 3 + 11 Abb., 11 Anl.; Frankfurt a.M.

LEPSIUS, G.R. (1883): Das Mainzer Becken. – VI + 181 S., 1 Kte.; Darmstadt (A. Bergsträsser).

LINDHEIMER, O. (1886): II. Baugeschichte. – In: Architekten- und Ingenieur-Verein (Hrsg.): Frankfurt a.M. und seine Bauten: IX + 650 S.; Frankfurt a.M. (Selbstverlag d. Vereins, Druckerei A. Osterrieth).

LOEBLICH, A.R. JR. & TAPPAN, H. (1963): Type fixation and validation of certain calcareous nannoplankton genera. – Proc. Biol. Soc. Washington, **76**: 191–196; Washington.

MALZ, H. (1978): Vergleichend-morphologische Untersuchungen an aquitanen Fisch-Otolithen aus dem Untergrund von Frankfurt am Main. – Senck. lethaea, **59** (4/6): 441–481, 4 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Frankfurt a.M.

MARTINI, E. (1978): Massenvorkommen von Nannoplankton in den Cerithien-Schichten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens (Ober-Oligozän). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 155–169, 2 Abb., Taf. 1-2; Mainz.

MARTINI, E. (1981): Sciaeniden (Pisces) aus dem Basisbereich der Hydrobien-Schichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän). – Senck. lethaea, **62**(2/6): 93–123, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Frankfurt a.M.

MARTINI, E. (1984): Fischsterben vor 18 Millionen Jahren. – Forschung Frankfurt, **1984**(3): 25–27, 5 Abb.; Frankfurt a.M.

MARTINI, E. (1987): Nannoplankton aus den Oberen Hydrobien-Schichten des Hanauer Beckens (Miozän). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 217–226, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

MARTINI, E. (1988): Nannoplankton-Massenvorkommen in den *Corbicula*- (= Schichten mit *Hydrobia inflata*) und Hydrobien-Schichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän). – Geol. Jb., **A110**: 205–227, 4 Abb., 2 Taf.; Hannover.

MARTINI, E. (1990): The Rhinegraben system, a connection between northern and southern seas in the European Tertiary. – Veröff. Übersee-Mus., **A10**: 83–98, 208-211, 7 figs.; Bremen.

MARTINI, E. (2000): Nannoplankton-Gemeinschaften in den Cerithien- und tieferen *inflata*-Schichten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens (Ober-Oligozän/Unter-Miozän). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **82**: 251–259, 2 Tab.; Stuttgart.

MARTINI, E., OTT, W. & KELLER, M. (2004): Der Grenzbereich Untere/Obere Hydrobien-Schichten – ein neuer Aufschluss in Frankfurt am Main: Nannoplankton und Fisch-Skelette (*Morone aequalis*). – Ber. Offenb. Ver. Naturkde., **104**: 3–17, 8 Abb.; Offenbach a.M.

MARTINI, E. & RADTKE, G. mit einem Beitrag von SCHILLER, W. (2011): Regionalgeologische Darstellungen – Hanauer Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), GRIMM, K.I. (Koord.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Gebiete. – Schriftenreihe Deutsch. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 225–262, 2 Abb., 5 Tab; Stuttgart (Schweizerbart).

MARTINI, E., ROTHE, P. & HOEFS, J. (1988): Isotopenuntersuchungen an Nannoplankton-Massenvorkommen in den *Corbicula*- und Hydrobienschichten im Raum Frankfurt am Main und Mainz (Miozän). – Geol. Jb., **A110**: 229–236, 2 Abb.; Hannover.

MARTINI, E. & SCHILLER, W. (2017): Contribution to the biodiversity of the lower Frankfurt Formation (Miocene) in the Hanau Basin (Germany): a new *Hymenomonas* (calcareous nannoplankton) and a new *Scrippsiella* (dinoflagellate) species. – Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, **97**(4): 687–701, 9 figs.; New York (Springer).

MATTHES, G. (1966): Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. – Abh. Hess. L.-Amt. Bodenforsch., **51**: 87 S., 11 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.

MCINTYRE, A. & BÉ, A.W.H. (1967): *Coccolithus neohelis* sp. n., a coccolith fossil type in contemporary seas. – Deep-Sea Research, **14**: 369–371, 1 fig.; Oxford (Pergamon Press Ltd.).

MEYER, H. v. (1826): Einiges über Frankfurt´s geognostische Beschaffenheit, bei Gelegenheit der kürzlich daselbst entdeckten fossilen Fischreste. – Arch. ges. Naturlehre, **8**(4): 437–444; Nürnberg (J. L. Schrag).

MEYER, H. v. (1834): Vorkommen des Lebias Meyeri, Agass., eines fossilen Fisches, im Thone von Frankfurt a.M. – Museum Senckenbergianum. Abhandlungen aus dem Gebiete der beschreibenden Naturgeschichte, **1**: 288–292; Frankfurt a.M. (J. D. Sauerländer).

MEYER, H. v. (1839): Mittheilungen an Professor BRONN gerichtet. – N. Jb. Min., Geogn., Geol., Petrefaktenkde., **1839**: 559–560; Stuttgart (Schweizerbart).

MICHELS, F. mit Beiträgen von WENZ, W. & ZÖLLER, A. (1930a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung **300**: Bl. Frankfurt/Main-Ost – Offenbach: 88 S., 2 Taf.; Berlin.

MICHELS, F. & ZÖLLER, A. unter Mitwirkung von WENZ, W. (1929): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung **300**: Bl. Frankfurt a./M. (Ost) – Offenbach; Berlin.

MICHELS, F. & ZÖLLER, A. mit Beiträgen von WENZ, W. (1930b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung **300**: Bl. Frankfurt/Main-West (Höchst) – Steinbach: 96 S., 3 Taf.; Berlin.

Murawski, H. (1975): Der Aufbau des Untergrundes von Frankfurt und seiner Umgebung als baugrundgeologisches Problem. – Vorträge der Baugrundtagung 1974 in Frankfurt/M.-Höchst: 5–22, 7 Abb.; Essen.

O'Dea, S.A., Gibbs, S.J., Bown, P.R., Young, J.R., Poulton, A.J., Newsam, C. & Wilson, P.A. (2014): Coccolithophore calcification response to past ocean acidification and climate change. – Nat. Commun., **5**: 53–63, 4 figs.; doi: 10.1038/ncomms6363 (2014).

Oeynhausen, C. v., Dechen, H. v. & La Roche, H. v. (1825): Geognostische Umrisse der Rheinländer zwischen Basel und Mainz mit besonderer Rücksicht auf das Vorkommen des Steinsalzes. Zweiter Theil. – VIII + 443 S.; Essen (G. D. Bädeker).

Oeynhausen, C. v., La Roche, H. v. & Dechen, H. v. (1825): Geognostische Charte der Rheinländer zwischen Basel und Mainz; Berlin (S. Schropp & Comp.).

Okrusch, M., Streit, R. & Weinelt, W. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 5920 Alzenau i. Ufr. – 336 S., 48 Abb., 25 Tabs., 5 Beil.; München.

Ott, W. (1999): Die Meeresfauna von Offenbach am Main. Eine paläontologische Dokumentation des Oberen Rupeltons (mittleres Oligozän, Alttertiär) von der S-Bahn-Baustelle. – Abh. Offenb. Ver. Naturkde., **9**: 67 S., 4 Abb., 32 Taf., 2 Tabs.; Offenbach.

Ott, W. (2003): Baustellen: Fenster in die Erdgeschichte 3. Mitteilung: Neubau der U-Bahnstation Senckenberganlage, Frankfurt am Main – Bockenheim. Eine ergiebige Fundstelle fossiler Fischskelette in den Oberen Hydrobien-Schichten. – Ber. Offenb. Ver. Naturkde., **103**: 28–45, 10 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Offenbach a.M.

Parker, B.C. (1969): Occurrence of silica in brown and green algae. – Can. Journ. Bot., **47**(4): 537–540, 2 tabs., 1 pl.; Ottawa (Canada).

Picard, L. (1968): On the Structure of the Rhinegraben. – Proc. Israel Acad. Sci. Human., Sect. Sci., **9**: 1–34, 7 pls.; Jerusalem.

Radtke, G. (2009): Kalkfreie Randfazies. – In: Kümmerle, E. & Seidenschwann, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5817 Frankfurt a.M. West: 32–33, Abb. 9; Wiesbaden.

Radtke, G. (2011): Kalkfreie Randfazies. - In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), Grimm, K.I. (Koord.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Gebiete. – Schriftenreihe Deutsch. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 244–245; Stuttgart (Schweizerbart).

Radtke, G. (2012): Geologische Karte des Hanauer Beckens. – Poster zur Ausstellung: Tertiär – das bunte bewegte Zeitalter. – Ausstellung der Wetterauischen Gesellschaft für die gesamte Naturkunde Hanau im Goldschmiedehaus Hanau vom 18.11.2012 bis 10.01.2013.

Radtke, G. (2021): Hanauer Becken. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): Geologie von Hessen: 330–347, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

Radtke, G. & Kümmerle, E. (2004): Neudefinition von fünf stratigraphischen Einheiten im Tertiär (Miozän) des Hanauer Beckens und des Oberrheingrabens (Deutschland): Niederrad- bis Bockenheim-Formation. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 27–44, 4 Abb.; Wiesbaden.

Radtke, G. & Kümmerle, E. (2010): Geologische Karte Stadt Frankfurt a.M. – Jahresbericht 2009 HLUG: 115-121, 7 Abb.; Wiesbaden.

Radtke, G. & Martini, E. (2008): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Miozän): Frankfurt-Formation (= Obere Hydrobien-Schichten). – Geol. Jb. Hessen, **135**: 47–53, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Ravenstein, L. (1872): Ludwig Ravensteins Plan von Frankfurt; Frankfurt a.M.

Reichenbacher, B. (2000): Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paläoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie. – Courier Forsch.- Inst. Senckenberg, **222**: 143 S., 43 Abb., 5 Tab., 15 Taf.; Frankfurt a.M.

Reichenbacher, B. & Gaudant, J. (2003): On *Prolebias meyeri* (Agassiz) (Teleostei, Cyprinodontiformes) from the Oligo-Miocene of the Upper Rhinegraben area, with the establishment of a new genus and a new species. – Eclog. geol. Helvet., **96**: 509–520, 10 figs.; Basel (Birkhäuser).

Reichenbacher, B., Gaudant, J. & Griessemer, T.W. (2007): A late Burdigal gobiid fish, *Gobius brevis* (Agassiz 1839), in the Upper Hydrobia Beds in the middle Upper Rhine Graben (W-Germany). – Paläont. Z., **81**(4): 365–375, 4 figs., 2 tabs.; Stuttgart.

Reichenbacher, B. & Keller, T. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän-Miozän), Teil 2: Wiesbaden-Formation (= Untere Hydrobien-Schichten). – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 99–122, 3 Abb., 3 Tab.; Mainz.

Reinach, A. v. (1894): Resultate einiger Bohrungen, die in den Jahren 1891-93 in der Umgebung von Frankfurt ausgeführt wurden. – Ber. Senck. nat. forsch. Ges., **1894**: 17–42; Frankfurt a.M.

Reinach, A. v. (1899): Bl. Hanau nebst Theilblatt Gross-Krotzenburg. – Erl. Geol. Specialkte. Preussen u. Thür. Staaten, **77**: 87 S., 1 Kte.; Berlin.

Renftel, L.-O. (1998): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5819 Hanau: 278 S., 240 Abb., 18 Tab., 2 Beibl., 1 Kte.; Wiesbaden.

Reuber, O. (1927): Frankfurter Heimatgeologie. – In: Friedrich, L.: Festschrift zur 29. Hauptversammlung des Deutschen Vereins zur Förderung des mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterrichts zu Frankfurt a.M. vom 10.-14. April 1927: 41–71, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., 1 Kte.; Frankfurt a.M. (Kesselring´sche Hofbuchhandlung).

Römer-Büchner, B.J. (1826): Fische der Vorwelt unter Frankfurt am Main. – Iris. Unterhaltungsblatt für Freunde des Schönen und Nützlichen, **1**(130): 523–524; Frankfurt a.M. (J.F. Wenner).

Römer-Büchner, B.J. (1827): Verzeichnis der Steine und Thiere welche in dem Gebiete der freien Stadt Frankfurt und deren nächsten Umgebung gefunden werden. – 88 S., 2 Taf.; Frankfurt a.M. (J.D. Sauerländer).

Sandberger, F. (1853): Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken und dessen Stellung im geologischen Systeme. – VIII + 91 S., 1 Tab.; Wiesbaden (Kreidel & Niedner).

Sandberger, C.L.F. (1858-62): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens [Atlas]. – 35 Taf.; Wiesbaden (Kreidel & Niedner).

Sandberger, C.L.F. (1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens [Text]. – 459 S., div. Tab; Wiesbaden (C.W. Kreidel).

Sauvage, H.E. (1874): Notice sur les Poissons tertiaires de l'Auvergne. – Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, **8** (1873-1874): 171–198, 1 pl.; Toulouse.

Schäfer, P. & Kadolsky, D. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 1: Oberrad-Formation (= Obere Cerithien-Schichten, oberer Teil) und Rüssingen-Formation (= *Inflata*-Schichten). – Mainz. Geowiss. Mitt., **31**: 73–98, 4 Abb.; Mainz.

Schellmann, T. (1973): Erforschungsgeschichte und Probleme des Tertiärvorkommens südöstlich Ravolzhausen (Gemeinde Neuberg, Kreis Hanau) – zugleich ein Beitrag zur Frage der Abgrenzung von Corbicula- und Hydrobienschichten überhaupt. – Jber. Wett. Ges. ges. Naturkde., **123**–**124**: 121–158, 2 Abb.; Hanau.

Schellmann, T. (1981): Zu den Anfängen der Tertiärforschung im Mainzer Becken. Erster Teil (Vor Einstufung über der Kreide). – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **131**–**132**: 29–59, 5 Abb.; Hanau.

SCHELLMANN, T. (1983): Zu den Anfängen der Tertiärforschung im Mainzer Becken. Zweiter Teil. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **133**–**135**: 113–143, 3 Abb.; Hanau.

SCHENK, E. (1964): Basalt-Vulkanismus und Aquitan bei Allertshausen im Lumdatal nordöstlich Gießen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 223–249, 4 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.

SCHILLER, W. (2000): Feinstratigraphische Untersuchungen der Kernbohrung Enspel 1991(2) unter besonderer Berücksichtigung der kieseligen Mikrofossilien. – Mainzer naturwiss. Archiv, **38**: 39–91, 84 Abb.; Mainz.

SCHLOTT, CHR. (1994): Historischer Teil. – In: REXROTH, D., EICHHORN, J.-P. & KRAUSS. G. (Hrsg.): 1200 Jahre Frankfurt. Die Geschichtsillustrierte zum Jubiläum. – 210 S., div. Abb.; Frankfurt a.M. (Presse Verlagsgesellschaft).

SCHOTTLER, W. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen im Maßstabe 1:25000, Blatt Seligenstadt. – 89 S.; Darmstadt (Hess. Staatsverlag).

SCHOTTLER, W. & HAUPT, O. (1923): Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. – Notizbl. Ver. Erdkde. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt, **V**(5): 52–148, 1 Abb., 1 Tab.; Darmstadt.

SISSINGH, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **196**: 229–263, 10 figs.; Amsterdam.

SOLLE, G. (1951): Geologie, Paläomorphologie und Hydrologie der Main-Ebene östlich von Frankfurt am Main. – Abh. senckenb. naturf. Ges., **485**: 121–220, 7 Abb., Taf. 52, 3 Kte. Frankfurt a.M.

SOMMER, H., WITTMANN, P. & RIPPER, P. (1982): Tiefe Baugruben neben schwerer Bebauung im Frankfurter Ton. – Bauingenieur, **57**: 335–342; Karlsruhe.

STEININGER, J. (1822): Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rheine und der Maas. – I–II + 83 S., 1 Kte.; Mainz (F. Kupferberg).

STEUER, A.(1909): Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. – Notizbl. Ver. Erdk. Großh. Geol. Landesanst. Darmstadt, **IV**(30): 41–67, Taf. 9; Darmstadt.

STRUVE, W. (1967): Zur Geschichte der Paläozoologisch-Geologischen Abteilung des Natur-Museums und Forschungs-Instituts Senckenberg. Teil 1: Von 1763 bis 1907. – Senck. lethaea, **48**(A): 23–191, 34 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a.M.

TAPPAN, H. (1980): The paleobiology of plant protists. – V–XXI + 1028 p., div. figs., div. tabs.; San Francisco (Freeman).

TETZLAFF, G., BÖRNGEN, M., MUDELSEE, M. & RAABE, A. (2002): Das Jahrtausendhochwasser von 1342 am Main aus meteorologisch-hydrologischer Sicht. – Wasser & Boden, **54**(10): 41–49, 13 Abb., 5 Tab.; Berlin (Blackwell).

THEOBALD, G. & LUDWIG, R. (1858): Geologische Specialkarte des Grossherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete 1:50000, Section Offenbach [Erläuterungen]. – Karten u. Mitt. mittelrhein. Geol. Ver.: 59 S., 3 Profile; Darmstadt (G. Jonghaus).

TRAVERSE, A. (1955): Occurrence of the oil-forming alga Botryococcus in lignites and other Tertiary sediments. – Micropaleontology, **1**(4): 343–350, 2 figs., 1 pl.; New York.

TRIEBEL, E. (1963): Mikrofossilien aus dem Untergrund der Stadt Frankfurt a.M. – Natur u. Museum, **93**(6): 209–221, 40 Abb.; Frankfurt a.M.

TRIEBEL, E. (1967): Zur Geschichte der Sektion für Mikropaläontologie des Natur-Museums und Forschungs-Instituts „Senckenberg". – Senck. leth., **48**(A): 1–21, 21 Abb.; Frankfurt a.M.

VOLGER, G.H.O. (1858): Notizen zur Geologie der Gegend von Frankfurt am Main. – Beitr. Geol. Grossherzogthum Hessen. Ergänzungsblätter Notizbl. Ver. Erdkde. etc., mittelrhein. geol. Ver., Heft **1**: 20–30; Darmstadt (Wittich'sche Hofbuchdruckerei).

VOLTZ, F. (1852): Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Großherzogthums Hessen. – 170 S., 1 Kte.; Mainz (Verlag von Zabern).

WACKER, E. (1971): Untersuchungen an Fischotolithen aus dem Miozän. – Unveröff. Wiss. Hausarbeit für das Lehramt an Grund-, Haupt- und Realschulen, Geol.-Pal. Inst. Univ. Frankfurt a.M.: 66 S., 15 Abb.; Frankfurt a.M.

WAGNER, W. (1959): Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 376–397, 1 Tab., Taf. 22; Wiesbaden.

WAKE, L.V. (1983): Characteristics of resting state colonies of the alga *Botryococcus braunii* obtained from a bloom of the organism. – Austral. J. Bot., **31**(6): 605–614, 18 figs.; Melbourne, Australia.

WEILER, H. (1982): Bestandsaufnahme des Phytoplanktons (Dinoflagellaten-Zysten, Prasionophyceae und Calciodinelloideen) im „präaquitanen" Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 13–17, 1 Tab.; Mainz.

WEILER, H. (1988): Das Mikrophytoplankton im Kalktertiär (Oberoligozän – Untermiozän) des Mainzer Beckens. – Geol. Jb., **A110**: 371–398, 38 Abb.; Hannover.

WEILER, H. (1990): Calcisphaeren aus oligozänen Schichten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens. – Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 9–48, 89 Abb., 1 Tab.; Mainz.

WEILER, H. & SONNE, V. (1980): Ein Fund von kalkigen Dinoflagellaten-Zysten im Unteren Meeressand (Rupel) der Sandgrube am „Zeilstück" bei Alzey-Weinheim (Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **8**: 219–221, 1 Abb.; Mainz.

WEILER, W. (1961): Die ersten Skelettfunde von Gobius francofurtanus KOKEN (Klasse Pisces) in den Corbicula-Schichten bei Hainstadt am Main. – Jber. Wett. Ges. ges. Naturkunde, **113**–**114**: 85–88, 1 Abb.; Hanau.

WEILER, W. (1963): Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben, des Mainzer Beckens, des unteren Maintals und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozäns. – Abh. Senckenb. Nat. Ges., **504**: 1–75, 258 Abb., 2 Taf., 1 Kte.; Frankfurt a.M.

WEINELT, W. (1964): Tertiäre Sedimente in der Seligenstädter Senke und im Aschaffenburger Becken. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.): Erläuterungen Geologische Karte von Bayern 1:500000, 2. Aufl.: 220–221; München.

WENZ, W. (1911): Die unteren Hydrobienschichten des Mainzer Beckens, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung. – Notizbl. Ver. Erdkde. Großh. Geol. Landesanst. Darmstadt, **IV**(32): 150–184, 4 Abb., 1 Tab.; Darmstadt.

WENZ, W. (1913): Die Arten der Gattung Hydrobia im Mainzer Becken. – Nachrichtsbl. Deutsch. Malakozool. Ges., **45**. Jg. (2/3): 76–86, 113–123, 3 Taf.; Frankfurt a.M. (M. Diesterweg).

WENZ, W. (1914): Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens. – Abh. Senckenb. Nat. Ges., **36**: 71–107, 2 Abb., Taf. 6–12, 1 Kte.; Frankfurt a.M.

WENZ, W. (1916): Die Hydrobienschichten von Hochstadt bei Hanau und ihre Fauna. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **69**: 56–68, 1 Abb.; Wiesbaden.

WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 351 S., 38 Abb., 41 Taf.; Heidelberg (W. Ehrig).

WENZ, W. (1922): Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen. – Ber. Wetterau. Ges. ges. Naturk. Hanau vom 1. Okt. 1909 bis 30. Sept. 1921: 1–76, 2 Abb., 3 Taf.; Hanau.

WENZ, W. (1931): Zur Stratigraphie und Tektonik der jüngeren Ablagerungen des Mainzer Beckens. – Geol. Rundschau, **XXII**(3): 169–179, 1 Abb.; Stuttgart (Enke).

West, W. (1892): A Contribution to the Freshwater Algae of West Ireland. – Journ. Linnean Soc. London, Botany, **29**: 103–216, pls. XVIII - XXIV; London.

Wiesner, E. (1963): Geologische Untersuchungen im Horst der Hohen Straße. (Blätter 5818 Frankfurt a.M. Ost, 5819 Hanau a. Main, 5718 Ilbenstadt, 5719 Altenstadt; Südhessen). – Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Frankfurt a.M.: 178 S., 48 Abb., 2 Profile, 4 Kte.; Frankfurt a.M.

Wiesner, E. (1967): Das Miozän im östlichen Mainzer Becken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna. – Unveröff. Diss. Geol.-Pal. Inst. Univ. Frankfurt a.M.: 111 S., 25 Abb., 14 Taf., 5 Anl.; Frankfurt a.M.

Wiesner, E. (1970): Das Miozän im östlichen Mainzer Becken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna. – Kurzfass. Diss. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Frankfurt a.M.: 21 S., 5 Abb.; Bamberg (aKu-Fotodruck).

Wiesner, E. (1971): Das Frankfurter Gebiet zur Unter-Miozän-Zeit. – Natur u. Museum, **101**(11): 447–457, 5 Abb.; Frankfurt a.M.

Wille, G.A. (1828): Geognostische Beschreibung der Gebirgsmassen zwischen dem Taunus- und Vogelsgebirge, von der Lahn nach dem Main, Rhein und der Nahe, nebst besonderer Beachtung der daselbst vorkommenden verschiedenartigen Mineralquellen. – 168 S., 1 Tab., 2 Kte.; Mainz (F. Kupferberg).

Willems, H. (1988): Kalkige Dinoflagellaten-Zysten aus der oberkretazischen Schreibkreide-Fazies N-Deutschlands (Coniac bis Maastricht). – Senck. lethaea., **68**(5/6): 433–477, 3 Abb., 6 Taf.; Frankfurt a.M.

Winter, A. & Siesser, W.G. (1994): Coccolithophores. – VII - IX, 1–242, div. figs.; Cambridge (University Press).

Ziehlke, C.-P. (1980): Schichtenverzeichnis der Kernbohrung 0321 Babenhausen, Stadtwald (R: 3494390, H: 5536540). Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG): Archivkennzeichen 6019/321. – 13 S.; Wiesbaden.

Zilch, A. & Fischer, K.G.A. (1950): *Tympanotonos francofurtanus* n. nom. und seine stratigraphische Bedeutung im Aquitan des Mainzer Beckens. – Archiv für Molluskenkunde, **79**(4/6): 151–154, Taf. 12; Frankfurt a.M.

Zinndorf, J. (1895): Mitteilung über einen Aufschluß im Cerithien-Sande bei Offenbach. – Ber. Offenb. Ver. Naturkde., **33**–**36**: 90–99, 1 Abb.; Offenbach a.M.

Zügel, P. (1994): Verbreitung kalkiger Dinoflagellaten-Zysten im Cenoman/Turon von Westfrankreich und Norddeutschland. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **176**: 159 S., 33 Abb., 20 Taf.; Frankfurt a.M.

Geol. Jb. Hessen **141**: 135–157, 9 Abb., 1 Tab., 2 Tafeln; Wiesbaden 2024

Gudrun Radtke [1] & Jan Marx [2]

Der geologische Untergrund im Bereich der Salzbachtalbrücke, Wiesbaden (Untermiozän, nördliches Mainzer Becken)

Kurzfassung

Im Juni 2021 kollabierte ein Lager im südöstlichen Teil der Salzbachtalbrücke, was anfangs zur Vollsperrung und später zur Sprengung der Brücke führte. Dieses medienwirksame Ereignis und der anschließende Neubau wurden zum Anlass genommen, den geologischen Untergrund der Brücke und ihrer Umgebung näher zu betrachten. Diese befindet sich im nördlichen Mainzer Becken und ist größtenteils auf Kalksteinen, Mergeln und Mergeltonen des Untermiozäns gegründet. Die Grundlage dieser Untersuchungen bilden Bohrungen von bis zu 60 Metern Teufe entlang des Brückenverlaufes. Die im Detail untersuchte Bohrung D1 schließt die Oppenheim- bis Wiesbaden-Formation auf, die charakteristische Fossilfaunen und -floren enthalten. Diese bestätigen den deutlichen Aussüßungstrend der untermiozänen Abfolge im nördlichen Mainzer Becken bis hin zur endgültigen Verlandung des Ablagerungsraumes.

Während der Untersuchungen wurde unerwartet eine neue Ostracoden-Art entdeckt. Recherchen ergaben, dass diese unter dem Namen *Eucypris mattiacensis* von Best (1974) bereits beschrieben, jedoch nicht veröffentlicht worden war. Auf Wunsch von G. Best wird sie hier nun erstmals veröffentlicht und erhält damit Gültigkeit.

Ein Abriss über die ingenieurgeologischen Untersuchungen und Gutachten zur Salzbachtalbrücke wird gegeben.

Abstract

The blasting and reconstruction of the Salzbachtal Bridge is used as an opportunity to take a closer look at the local geological underground. The brigde is located in the northern Mainz Basin and is largely built on limestones, marls and marly clays of Early Miocene age. The investigations are based on drillings up to 60 m deep along the Salzbachtal Bridge.

The drilling D1 shows a sequence from Oppenheim Formation to Wiesbaden Formation, which contain distinctive faunas and floras. They confirm the clear sweetening trend of the Miocene sequence in the northern Mainz Basin. Unexpectedly, a new ostracod species was found during the analysis of the samples. Research showed that it was described under the name *Eucypris mattiacensis* in Best (1974), but it was not published. At the request of G. Best, the new species is published here for the first time and for its validity.

An outline of the engineering geological investigations and expert reports on the Salzbachtal Bridge is given.

Inhalt

1	Einleitung	136
2	Geologischer Überblick	138
3	Material und Methoden	141
4	Lithologie und Stratigraphie	141
5	Systematischer Teil	148
6	Der Baugrund der Salzbachtalbrücke	152
7	Ergebnisse	152
8	Schriftenverzeichnis	153
9	Anhang	156

[1] Dr. Gudrun Radtke, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden; E-Mail: **gudrun.radtke@hlnug.hessen.de**, **radtke-gudrun@t-online.de**

[2] Jan Marx, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden; E-Mail: **jan.marx@hlnug.hessen.de**

1 Einleitung

Die Salzbachtalbrücke befindet sich im nördlichen, hessischen Teil des Mainzer Beckens, welches in seiner Gesamtheit als ein tertiäres Senkungsfeld interpretiert wird, in dem oligozäne bis pliozäne Sedimentabfolgen abgelagert worden sind (Abb. 1, Abb. 2a–c). Die Ablagerungen umfassen marine, brackische und limnische Schichten, die zu einem der weltweit bekanntesten und fossilreichsten tertiären Ablagerungsräume gehören. Die tertiäre Fauna und Flora dieses klassischen Untersuchungsgebietes sind seit mindestens 250 Jahren Gegenstand intensiver wissenschaftlicher Untersuchungen, was sich in unzähligen Veröffentlichungen widerspiegelt, darunter Arbeiten von Mordziol (1911), Wenz (1921), Rothausen & Sonne (1984), Grimm & Grimm (2003) und Schäfer (2012). Monographische Studien zu verschiedenen Faunen wurden beispielhaft von Sandberger (1858–1863), Lienenklaus (1905) und Reichenbacher (2000) veröffentlicht. Allerdings nimmt die Anzahl der Publikationen über den nördlichen Teil des Mainzer Beckens, der zum Taunus hin liegt, deutlich ab oder wird nur am Rande

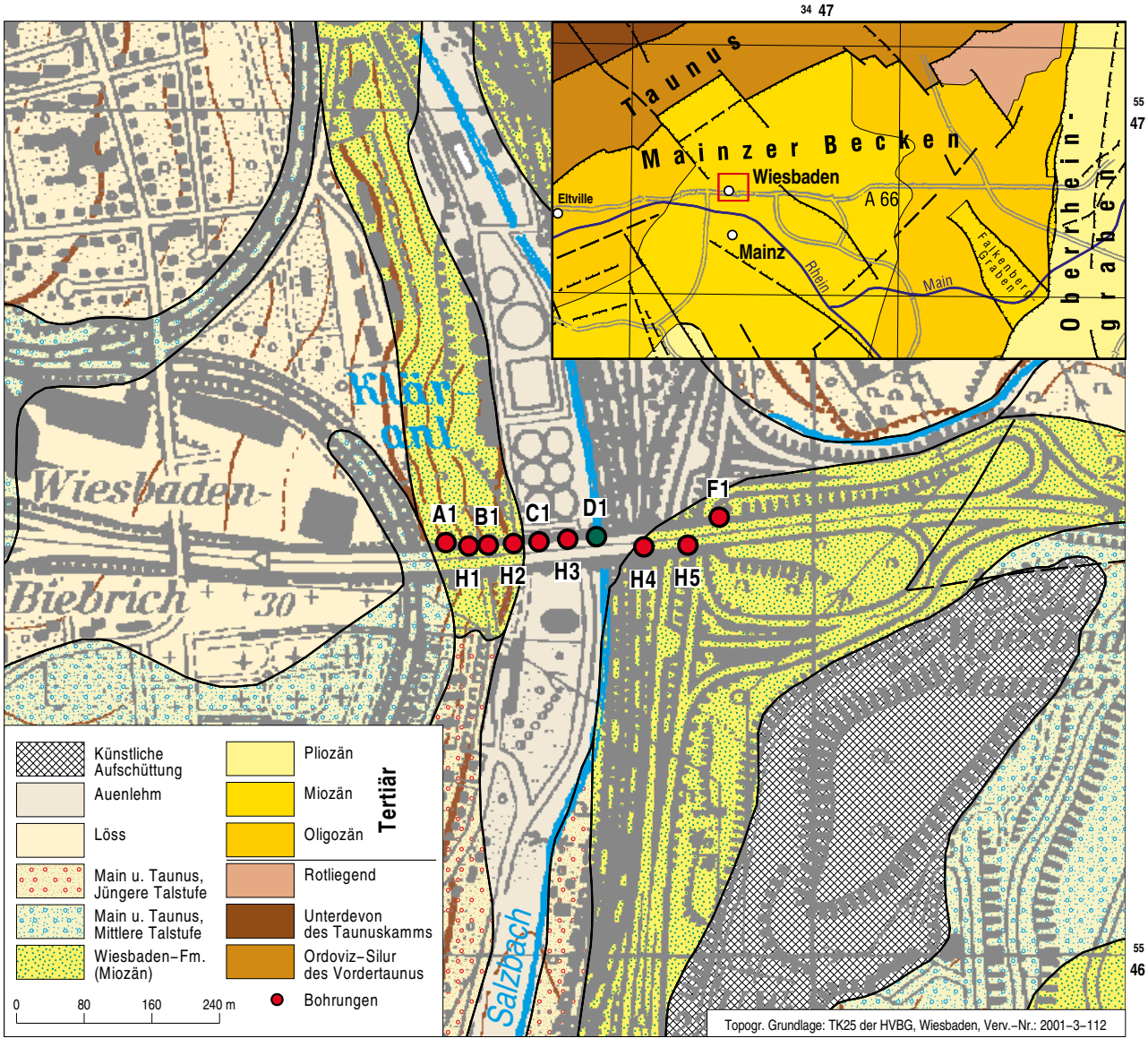


Abb. 1: Ausschnitt aus der Geol. Karte GK25 im Maßstab 1 : 25 000, Bl. 5915 Wiesbaden (aktualisiert, leicht verändert) mit den Bohrungen entlang der Salzbachtalbrücke (s. Abb. 3 und 5). Insert: Ausschnitt aus der geologischen Übersichtskarte des Mainzer Beckens (aus: Radtke 2021: 349).

behandelt, wie von Leppla & Steuer (1971), Best (1975), Krause (1991), Anderle & Radtke (2001), Radtke in Keller & Radtke (2007), Radtke & Martini (2007), Grimm et al. (2011), Försterling & Radtke (2012), Grimm & Radtke (2014), Hoselmann et al. (2018), Radtke et al. (2018), Budde et al. (2019), Radtke in Becker & Reischmann (2021: Kap. 5.1.2.2). Das Tertiär im Großraum Wiesbaden wird hauptsächlich von untermiozänen Sedimenten geprägt.

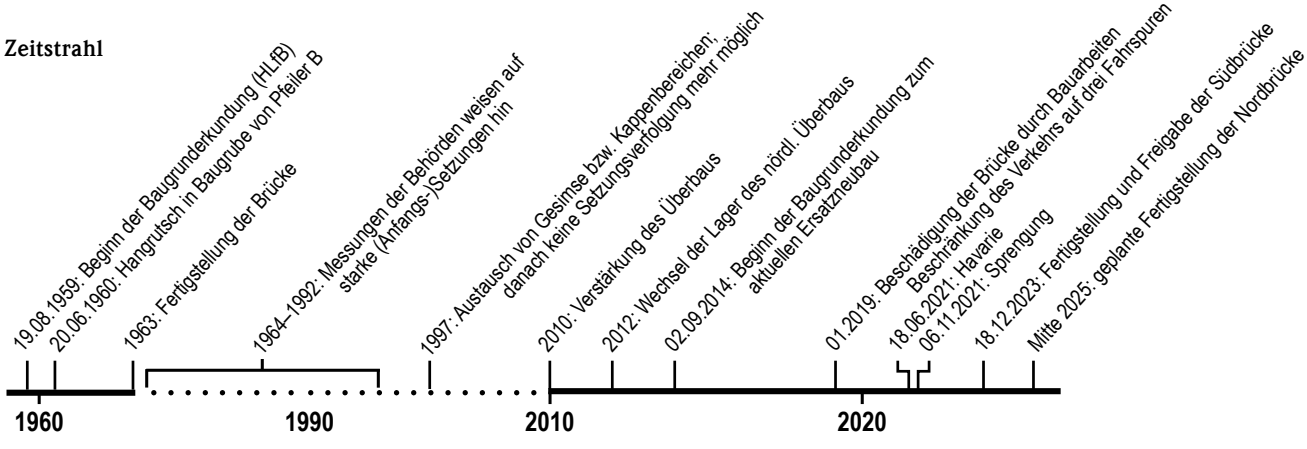
In dieser geologischen Situation befindet sich die Salzbachtalbrücke, eine Autobahnbrücke der A 66, die für Wiesbaden von elementarer Bedeutung ist, da sie mit drei Ausfahrten in verschiedene Stadtteile wie Erbenheim (B 54), Mainzer Str. (A 671) und der Anbindung an das Schiersteiner Kreuz (A 643) eine hohe Verkehrsbelastung von täglich ca. 80 000 Fahrzeugen aufweist. Die 1963 errichtete Brücke (Baubeginn 1959) verläuft über das tief eingeschnittene Salzbachtal auf einer Länge von gut 300 m. Im Tal gelegen sind die Bundesstraße B 263 zur Innenstadt, die Eisenbahntrasse zum Wiesbadener Hauptbahnhof und die Kläranlage von Wiesbaden (Abb. 1). Die Autobahnbrücke (A 66) stellt gleichzeitig die wichtige Verbindung zwischen der Stadt Wiesbaden und Frankfurt sowie zum Rheingau her und verbindet in Nord-Süd-Richtung die Innenstadt Wiesbadens mit dem Autobahnring um Mainz (A 643 und A 671).

Die Brücke hat durch Sperrung und Sprengung bundesweite Bekanntheit erlangt. Wie kam es dazu? Seit 2014 ließ Hessen Mobil Baugrunderkundungen für den Ersatzneubau der Brücke durchführen (s. Zeitstrahl). Die rapide Verschlechterung der Bausubstanz führte dazu, dass die Brücke am 18. Juni 2021 im Bereich der östlichsten Pfeiler E und F um bis zu einem halben Meter einsackte. Hierdurch drohte akute Einsturzgefahr, sodass zunächst eine Vollsperrung der Brücke angeordnet wurde, die am 06. November 2021 schließlich zur Sprengung der Brücke führte. Derzeit findet der Neubau statt und seit dem 18. Dezember 2023 ist der neu errichtete Südteil der Brücke wieder für den Verkehr freigegeben.

Zum geologischen Untergrund der Brücke sind mehrfach verschiedene Gutachten vom HLfB (heute HLNUG) erstellt worden (Schwarz & Prinz 1959, Prinz 1960, Simon & Prinz 1960). Diese befinden sich im Gutachten-Archiv des HLNUG. Müller (1972) äußerte sich später zum geologischen Untergrund des nördlich der Brücke gelegenen Klärwerks. Bereits im 19. Jahrhundert wurden Steinbrüche beidseits des Salzbaches angelegt. Sandberger (1853, 1858–1863) beschrieb einen dieser Steinbrüche im Bereich des heutigen Klärwerks und erstellte ein Profil mit zahlreichen Fossilfunden aus der Wiesbaden-Formation („Untere Hydrobien-Schichten“). Lepsius (1883) erwähnte einen weiteren Steinbruch im Bereich der Anschlussstelle der A 66 Wiesbaden-Mainzer Straße. Beide Steinbrüche sind mittlerweile verfüllt (Grimm & Grimm 2003).

Im Rahmen der oben erwähnten Baugrunderkundung für den geplanten Ersatzneubau der Salzbachtalbrücke wurden ab 2014 Kernbohrungen durchgeführt. Die Bohrungen wurden von den Gutachtern (Geo Team Brill 2015) des Bauprojekts bearbeitet sowie vom HLNUG aufgenommen und lithostratigraphisch eingestuft. Einige der Baugrundbohrungen erreichten Teufen von rund 50 m, Bohrung D1 im Zentrum des Bauwerks sogar 60 m (Abb. 3+4). Die Bohrkerne wurden für eine Masterarbeit der Goethe-Universität Frankfurt zur Verfügung gestellt (Marx 2017). Sie zeigen eine tertiäre Schichtenfolge, die von der Oppenheim-Formation im tiefsten Teil bis in die Wiesbaden-Formation reicht. Quartärzeitliche Deckschichten überlagern die tertiären Sedimente.

Zeitstrahl



2 Geologischer Überblick

Das Mainzer Becken ist ein tertiäres Senkungsfeld, welches auf der westlichen Schulter des nördlichen Oberrheingrabens gelegen ist (s. Abb. 1, Insert). Es findet seine geographischen Begrenzungen durch Taunus und Hunsrück im Norden, Pfälzer Wald im Süden sowie durch den Oberrheingraben im Osten. Die im Mainzer Becken oberflächennah anstehenden Sedimente gehören bis auf wenige Ausnahmen dem Tertiär – insbesondere Oligozän bis Pliozän – und dem Quartär an. Der prätertiäre Untergrund wird hingegen in weiten Teilen von permischen Rotliegend-Ablagerungen der jungpaläozoischen Saar-Nahe-Senke ausgebildet.

Die neueste geologische Übersichtskarte von Wiesbaden und Umgebung (Maßstab 1 : 100 000), erstellt von Anderle (2012), unterscheidet unter anderem zwischen Tertiärgebieten, die nahe am Taunus gelegen und kalkfrei ausgebildet sind, und kalkreichen Sedimenten zum Rhein hin (s. Radtke et al. 2018). Die lithostratigraphische Einstufung der kalkfreien Sedimente gestaltet sich schwierig und uneindeutig, während kalk- und fossilreiche Sedimente eindeutige Zuordnungen ermöglichen. Die in Abb. 2a–c dargestellten Karten zeigen die unterschiedlichen Ablagerungsgeschehnisse (Faziesräume) der hier behandelten Formationen. Die stratigraphische tertiäre Abfolge des Untersuchungsgebiets kann der Abb. 3 entnommen werden. Diese Sedimente gehören zum Strukturraum des Mainzer Beckens, weisen jedoch in den nördlich des Rheins gelegenen hessischen Randgebieten des Mainzer Beckens nicht die gleiche Faunenausstattung auf wie im rheinland-pfälzischen Beckeninneren.

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im südlichen Teil des Stadtgebiets von Wiesbaden und damit im kalkreichen tertiären Ablagerungsraum. In diesem nördlichen Bereich innerhalb des Mainzer Beckens liegt der seit 1864 im Abbau befindliche, südöstlich des Untersuchungsgebietes gelegene

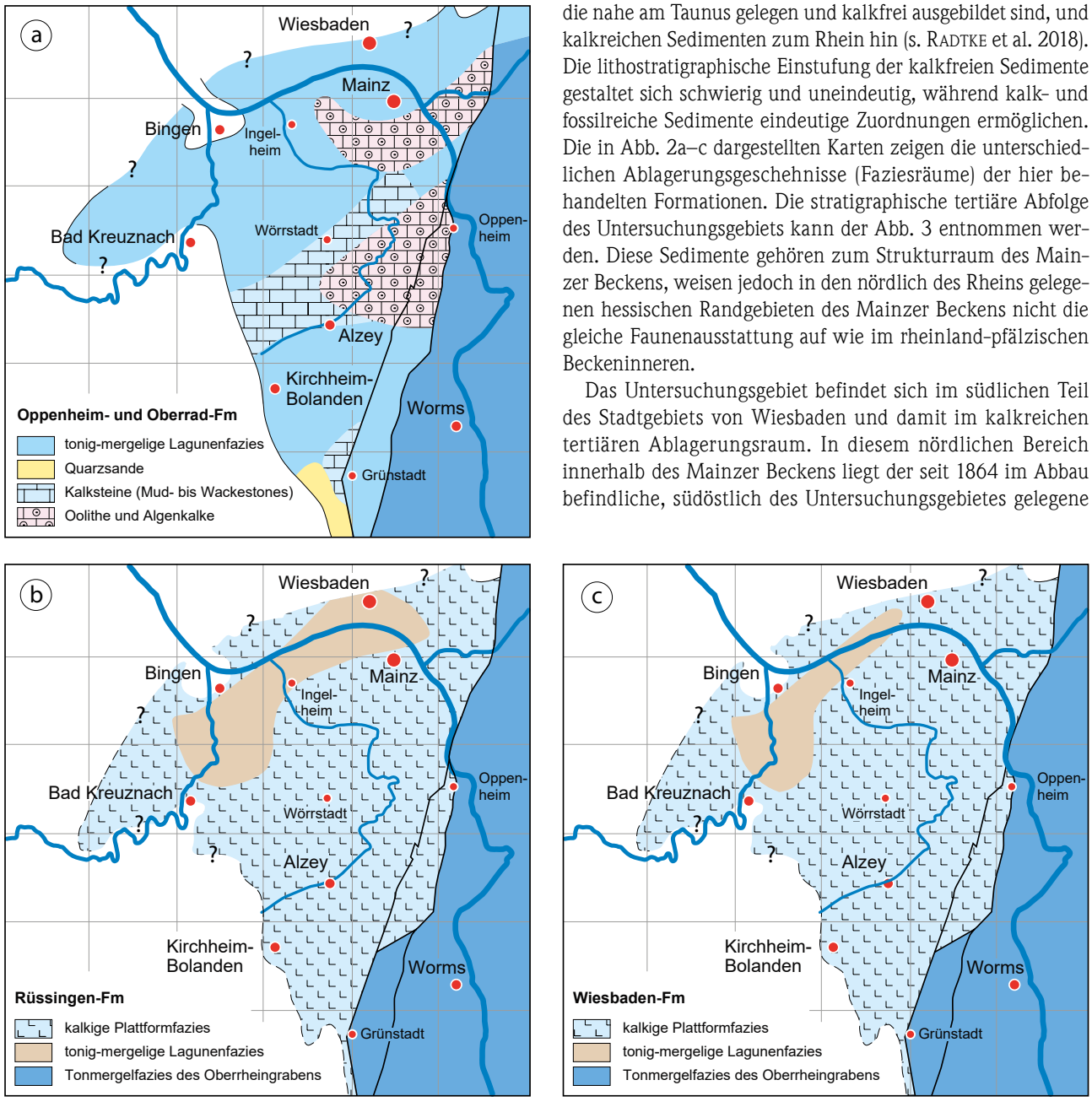


Abb. 2: Paläogeographie des Mainzer Beckens im Oberoligozän/Untermiozän. **a:** Oppenheim- und Oberrad-Formation, **b:** Rüssingen-Formation, **c:** Wiesbaden-Formation (nach Grimm & Grimm 2003, Grimm & Radtke 2014, leicht verändert).

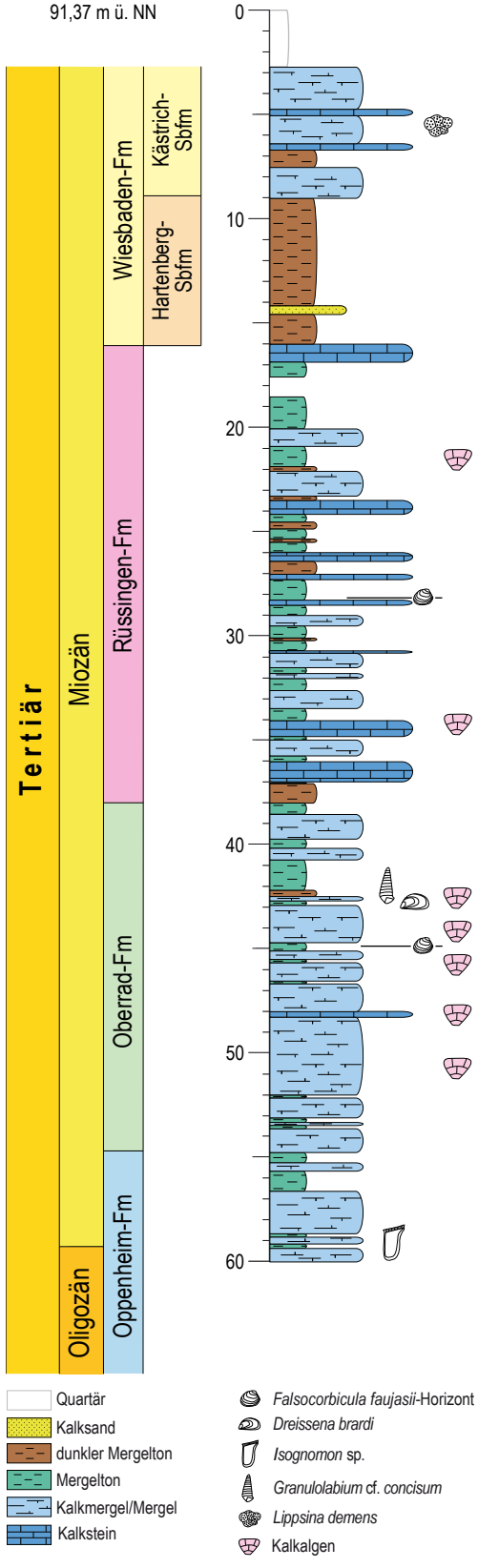


Abb. 3: Detailliertes Profil der Bohrung D1 (aus Marx 2017, verändert) (vgl. Abb. 1)

Kalksteinbruch der Dyckerhoff GmbH (vormals Dyckerhoff AG). Das älteste deutsche Zementwerk stellte seinen Kalkabbau 2005 ein, wird aber weiterhin als Deponie genutzt (Entsorgungsbetriebe der Landeshauptstadt Wiesbaden, ELW). Die im Kalksteinbruch der Dyckerhoff GmbH aufgeschlossenen Sedimentgesteine sind seither mehrfach wissenschaftlich untersucht worden (zuletzt von Zell et al. 2023). Sie umfassen sowohl die Wiesbaden-Formation („Untere Hydrobien-Schichten“) als auch die oberen Bereiche der Rüssingen-Formation („Inflaten-Schichten“). Detaillierte Beschreibungen der Sedimentabfolge des Steinbruchs wurden mehrfach veröffentlicht, unter anderem inklusive Profildarstellung von Best (1975), in einer Diplomarbeit von Krause (1991) und der Beschreibung des Typusprofils im Steinbruchbereich „Kalkofen“ mit der damals neu definierten Wiesbaden-Formation von Reichenbacher & Keller (2002). Dieses Typusprofil schloss den Basisbereich der Wiesbaden-Formation nicht auf (Radtke in Keller & Radtke 2007: 310 ff.). Grimm & Grimm (2003) unterteilten im Sinne der Stratigraphischen Tabelle Deutschlands (STD 2002, 2016) die Wiesbaden-Formation in drei Subformationen (Hartenberg-, Kästrich- und Wäschbachtal-Subformation) ein, wobei die Hartenberg-Subformation dem Basisbereich der Formation entspricht.

Die Sedimente des Untermiozäns von der Wiesbaden-Formation bis in die mittleren Bereiche der Rüssingen-Formation sind in der genannten Literatur für die nähere Umgebung der Salzbachtalbrücke gut beschrieben und ermöglichen Vergleiche mit neuen Aufschlüssen. Dagegen ist die Ausbildung der Sedimente der tieferen Rüssingen-, der Oberrad- und der höheren Oppenheim-Formation nördlich des Rheins bislang nur unzureichend untersucht worden. Mit der Oppenheim-Formation erreichen die Schichten den Übergangsbereich vom Miozän zum Oligozän, wobei die genaue Grenze innerhalb der Oppenheim-Formation nicht klar definiert ist (Abb. 3 und 4).

Die Ablagerung der hier behandelten untermiozänen Sedimente des Mainzer Beckens erfolgte unter subtropischen Bedingungen in einem oftmals lagunären Setting. Wechselnde Salinitäten aufgrund von Transgressionen, Trockenfallen und Süßwasserzustrom führten in vielen Phasen des Tertiärs zu Paläomilieus, die die damals lebenden Organismen vor große ökologische Herausforderungen stellten. Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Schichten wurden im Untermiozän abgelagert und bezeugen die zunehmende Aussüßung und Verlandungen dieses ehemals im Oberoligozän noch deutlich marineren Ablagerungsraumes (Rothausen & Sonne 1984, Grimm & Grimm 2003, Schäfer 2012).

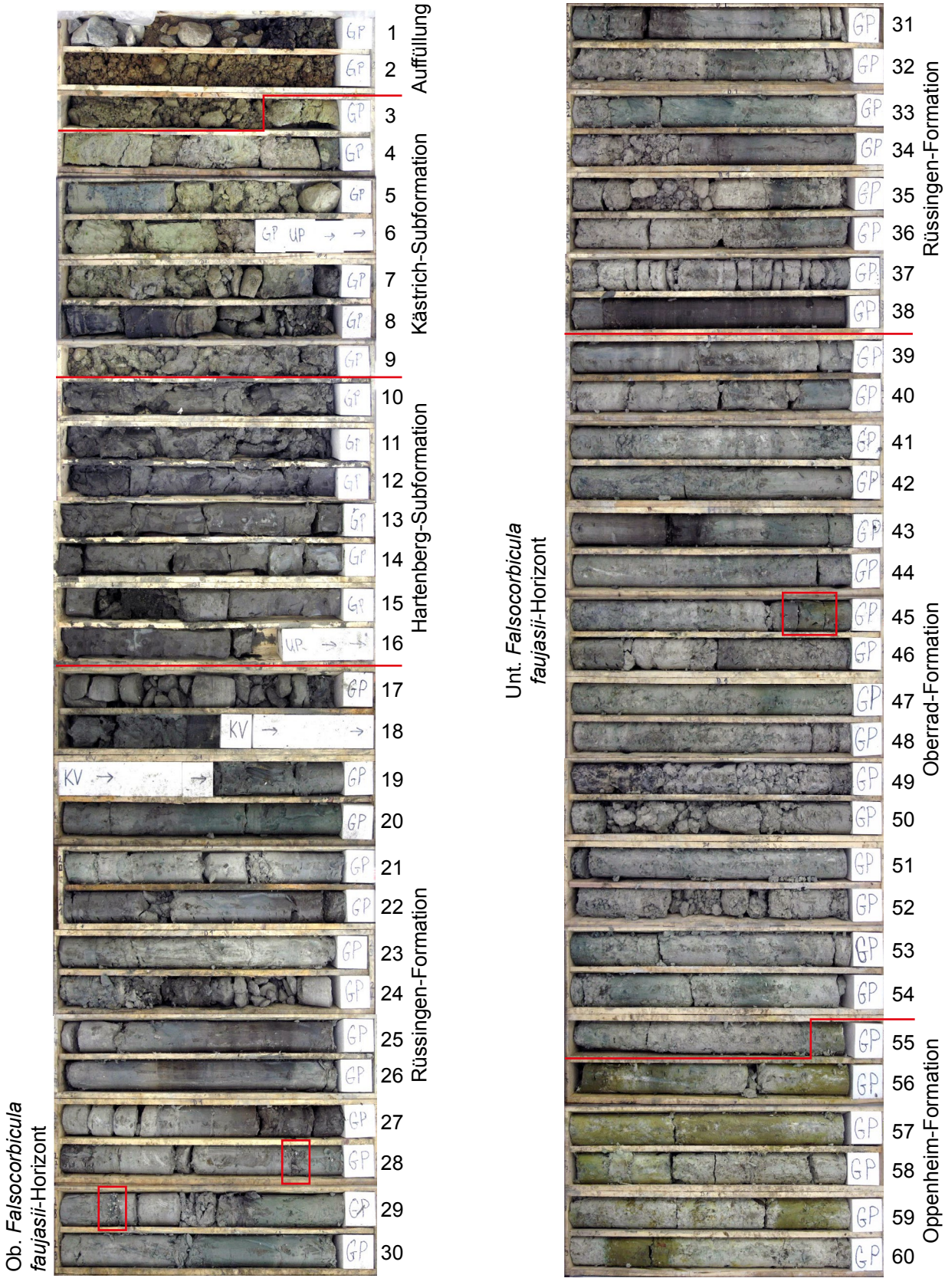


Abb. 4: Fotodokumentation des Bohrkerns D1 mit Teufenangaben und stratigraphischer Zuordnung (Fotos: Fa. Terrasond)

3 Material und Methoden

Über das gesamte Salzbachtal verteilt wurden im Rahmen von Baugrunduntersuchungen durch die Bohrfirma Terrasond zahlreiche tiefe Kernbohrungen von 50–60 m abgeteuft (s. Abb. 1 und 5) und die Ergebnisse in umfangreichen Bohrdokumentationen mit Schichtenverzeichnissen und Bohrkernfotos zusammengestellt.

Der gut erhaltene Bohrkern der Bohrung D1 wurde für die stratigraphische Einstufung der Sedimente analysiert. Dazu wurden 55 Gesteinsproben aufbereitet und mikrofaunistisch untersucht. Die Proben wurden getrocknet, bei Bedarf grob zerkleinert und mit einer schwach konzentrierten Wasserstoffperoxid-Lösung versetzt. Anschließend wurde die Suspension durch Siebe mit Maschenweiten von 2 mm, 250 µm und 63 µm gesiebt und der Siebrückstand getrocknet. Das Auslesen des Materials erfolgte mithilfe eines Stereomikroskops. Die so aufbereiteten Proben enthielten zahlreiche gut erhaltene Gastropoden, Bivalven, Otolithen und andere Fischreste, Ostracoden, Foraminiferen, Characeen-Oogonien, Kalkalgen sowie untergeordnet Kleinsäuger- und Pflanzenreste.

Fauna und Flora wurden fotodokumentiert (s. Marx 2017: Taf. I–XVIII). Die Aufnahmen wurden sowohl mit einem Stereomikroskop des Typs Leica M 205 mit Multifokus-Funktion als auch mit einem Rasterelektronenmikroskop (REM) am Fachbereich Geowissenschaften der Goethe-Universität Frankfurt a.M. angefertigt.

Alle Objekte sind in der Mikrofossil-Sammlung des HLNUG unter den Labornummern (LB) 20171–20225 hinterlegt. REM-Träger haben zusätzlich zur Labornummer eine fortlaufende Nummer erhalten.

Im Verlauf der Untersuchungen wurde eine neue Ostracoden-Art identifiziert. Es stellte sich heraus, dass diese bereits 1974 von Best in seiner Dissertation beschrieben worden war, welche allerdings nur auszugsweise veröffentlicht wurde (Best 1975). Nun wird diese neue Ostracoden-Art erstmalig und gemäß den nomenklatorischen Regeln auf Wunsch des Erstautors vorgestellt. Das Typusmaterial von Best (1974) wurde in die Mikrofossil-Sammlung des HLNUG aufgenommen und erhielt die Labornummern 23359–23362. Einzelne Klappen der neuen Art befinden sich zudem auf einem REM-Objektträger.

4 Lithologie und Stratigraphie

Die im Salzbachtal gewonnenen Bohrkerne konnten nach geologischer Bearbeitung als tertiäre Sedimente der Oppenheim- bis Wiesbaden-Formation stratigraphisch eingestuft werden (Abb. 5). Für die Einstufung der Sedimentschichten vor Ort sind insbesondere Makrofossil-Leithorizonte ausgesprochen hilfreich und wichtig (s. a. Radtke in Kümmerle & Seidenschwann 2009: Beibl. 2). Diese Einstufung konnte mithilfe der wissenschaftlichen Analysen und der Einstufung von Mikrofossilien am Bohrkern D1 untermauert werden (Marx 2017) (vgl. Abb. 3 und 4).

Oppenheim-Formation (60,00-54,80 m)

Die Bohrungen im Salzbachtal haben die Oppenheim-Formation nicht vollständig durchteuft. Somit ist die Basis der Oppenheim-Formation bzw. ihr Übergang in die liegende Hochheim-Formation nicht dokumentiert. Der erbohrte Teil der Oppenheim-Formation setzt sich aus einer Wechselfolge von hellgrauen, schwach grünlichen, mikritischen Mergeln bis Mergelkalken und weniger häufigen, hellgrüngrauen, grünbraunen bis braungrünen, braunfleckigen, selten leicht rostfarbenen Mergeltonen zusammen. Hellgraue Kalkkonkretionen sowie kleinere dunkelgraue onkoidische Algenstotzen finden sich innerhalb der Sedimente der Oppenheim-Formation (Abb. 4). Die Mergel bis Mergelkalke enthalten oftmals nicht näher bestimmbaren Molluskenbruch. In der Probe bei 59,90–59,80 m finden sich allerdings prismatische Bruchstücke der Bivalve *Isognomon* sp., bei der es sich um das Leitfossil der Oppenheim-Formation handelt (Kadolsky 1988, 1998, Radtke 2021 in Reischmann & Becker: 355). In den Sedimenten der Oppenheim-Formation sind Foraminiferen mit mindestens acht Arten vertreten (s. Marx 2017: Anl. 2). Auffällig ist ein Foraminiferen-Horizont bei 57,35 m. Dieser enthält neben größtenteils Quinqueloculinen und Bolivinen (*Bolivina aquitanica* Mehrnusch, 1985, *B. moguntiaca* Bartenstein & Heinemann, 1954) unter anderem auch *Eoeponidella zinndorfi* (Paalzow, 1924) sowie *Bulimina elongata* d'Orbigny, 1846 (vgl. Tab. 1).

Die Bohrkernproben im Bereich der Oppenheim-Formation enthalten ebenfalls zahlreiche Ostracoden, wobei *Hemicyprideis rhenana* (Lienenklaus, 1905) dominiert. Vereinzelt kommen *Cytheromorpha* spp., *Cypridopsis similis* (Lienenklaus, 1905) und *Candona* spp. vor. „Klassische" brackisch-marine Vertreter der Oppenheim-Formation wie *Pterygocythereis* und *Quadracythere* konnten nicht gefunden werden (vgl. Schäfer 2012).

Die in dem Bohrkern enthaltenen Sedimentgesteine der Oppenheim-Formation haben eine Mächtigkeit von 5,20 m, umfassen jedoch nicht die gesamte Formation. Grimm & Grimm (2003) sowie Schäfer (2012) beschreiben die Oppenheim-Formation mit einer Gesamtmächtigkeit von einigen Metern bis hin zu 20 Metern.

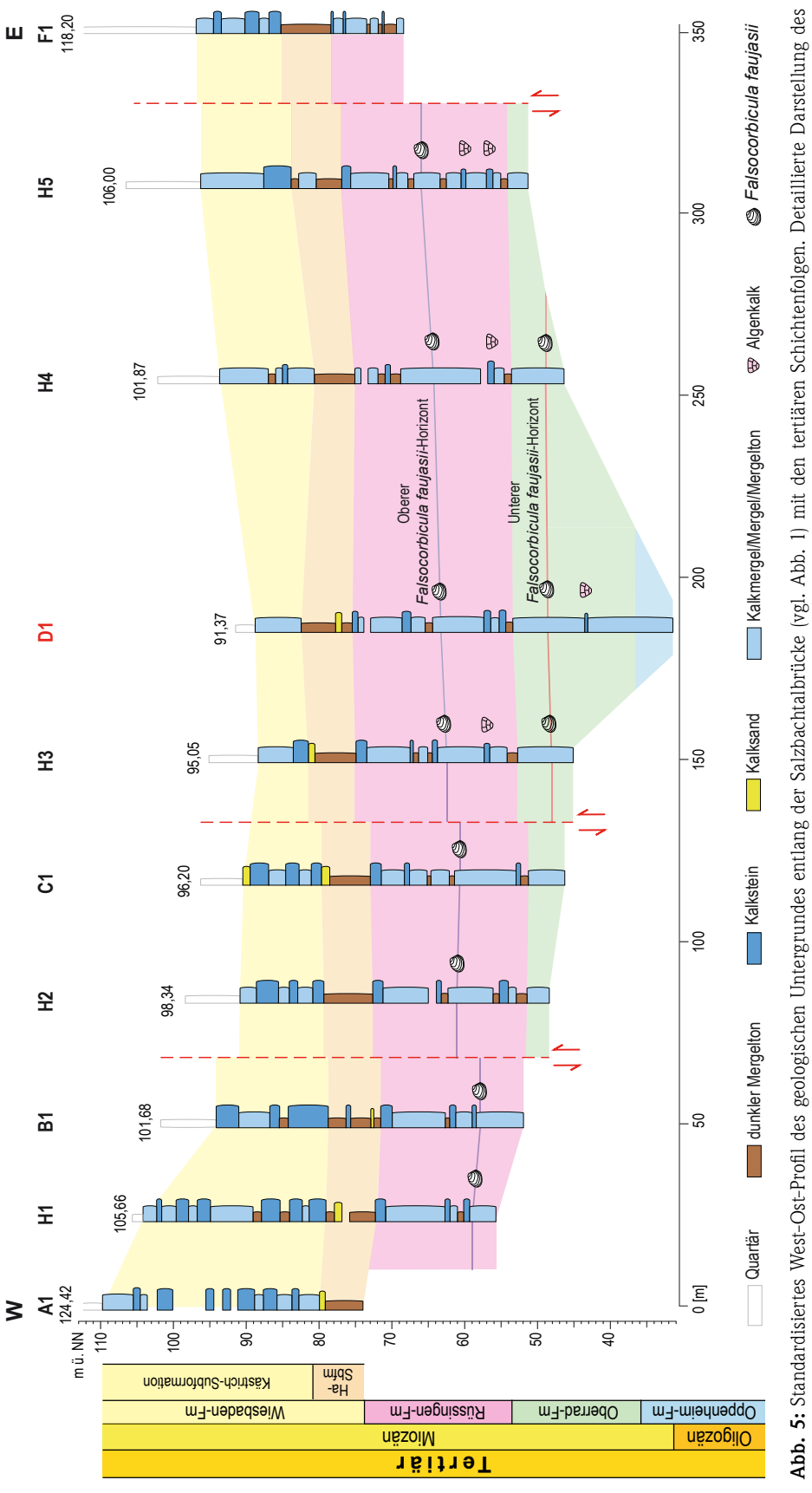


Abb. 5: Standardisiertes West-Ost-Profil des geologischen Untergrundes entlang der Salzbachtalbrücke (vgl. Abb. 1) mit den tertiären Schichtenfolgen. Detaillierte Darstellung des Bohrkerns D1 siehe Abb. 3.

Die Faunenzusammensetzung der Oppenheim-Formation weist nach Schäfer & Kadolsky (2015) auf marin-brackische Verhältnisse hin. In der hier erschlossenen Abfolge ist die Biodiversität jedoch deutlich eingeschränkt und die Fazies-Verhältnisse müssen bis zur Endteufe der Bohrung als deutlich brackischer eingestuft werden. Es kann vermutet werden, dass der eher marine Anteil der Oppenheim-Formation im Liegenden der hier dokumentierten Schichtenfolge ausgebildet ist.

Oberrad-Formation (54,80-38,00 m)

Der hier untersuchte Bohrkern aus dem Salzbachtal hat die Oberrad-Formation vollständig durchteuft. Die Sedimentgesteine der Oberrad-Formation setzen sich aus häufigen Wechselfolgen von hellgrauen Mergeln bis Mergelkalken, teils Mergelsteinen und grüngrauen bis graugrünen Mergeltonen zusammen, die jeweils bis zu einigen Dezimetern mächtig sein können. In die Wechselfolgen sind vereinzelt Algenkalksteine eingeschaltet (Algenriffe sensu Radtke in Keller & Radtke 2007: 316 ff.), mitunter in onkoidischer Aufprägung. Bei 42,45–42,20 m ist ein auffälliger dunkelgraubrauner Mergelton ausgebildet (s. Abb. 4). In nur wenigen Kernabschnitten der Oberrad-Formation ist eine Feinschichtung im Millimeter-Bereich zu beobachten. Im Rest der Formation herrscht undeutliche Schichtung vor.

Die Fossilführung der Oberrad-Formation zeichnet sich generell durch Ostracoden, wenige Foraminiferen und Otolithen aus (Tab. 1). Näher bestimmbare Mollusken wurden nur in wenigen Proben gefunden. Ostracoden werden hauptsächlich von *Hemicyprideis rhenana* und *Cytheromorpha* spp. repräsentiert. Ebenfalls regelmäßig, meist jedoch weniger häufig, erscheinen limnische bis brackische Gattungen wie *Cypridopsis*, *Ilyocypris* und *Candona*. Foraminiferen sind in der Formation generell mit meist geringen Individuenzahlen durch Bolivinen und Quinqueloculinen vertreten. Es finden sich in den aufbereiteten Proben vereinzelt auch Bivalven wie *Dreissena brardi* (Brongniart, 1822) und Gastropoden wie *Hydrobia* spp. sowie eine *Granulolabium* cf. *concisum*-Lage (Mathéron, 1843) bei 42,30 m.

In den Bohrkernen konnte der stratigraphische Leitmarker, der Untere *Falsocorbicula faujasii*-Horizont in einer Teufe von 44,85–44,75 m beobachtet werden. *Falsocorbicula faujasii* (Deshayes, 1830) tritt hier in Form von zwei dicht gepackten Schilllagen auf (vgl. Abb. 4, 6). Der Leithorizont geht mit einem Massenvorkommen des Ostracoden *Hemicyprideis angulata* Schäfer, 1984 einher (vgl. Kadolsky & Schäfer 1995). Vereinzelt enthält er zudem Exemplare von *Semicytherura rothauseni* Schäfer, 1993. Ein bekanntes Vorkommen (vgl. Kadolsky & Schäfer 1995) von *Neocyprideis enkheimensis* Malz, 1973 liegt in 46,60 m Teufe. Der oben erwähnte Horizont bei 42,30 m enthält neben *Granulolabium* cf. *concisum* auch Otolithen (*Notogoneus longiceps* [H. v. Meyer, 1851], *Enoplophthalmus rhenanus* [Weiler, 1963]), Foraminiferen (*Bolivina moguntiaca*, *Elphidium* spp., *„Nonion“* spp.) und Ostracoden, vorrangig vertreten durch *Cytheromorpha* spp. Letzter neigt zu Massenvorkommen im oberen Teil der Oberrad-Formation. Die Grenzziehung zur hangenden Rüssingen-Formation erfolgt anhand des letztmaligen Auftretens des Ostracoden *Hemicyprideis rhenana* bei 38,00 m (vgl. Kadolsky & Schäfer 1995).

Die in der Literatur angegebenen Mächtigkeiten für die Oberrad-Formation schwanken zwischen minimal 7 und maximal 29 Metern (Schäfer & Kadolsky 2002). Im Bohrkern D1 beträgt die Mächtigkeit der Oberrad-Formation 16,80 m.

Die eher geringe Diversität der Foraminiferen und insbesondere die von *Cytheromorpha* spp. und *Hemicyprideis rhenana* dominierte Ostracoden-Fauna weisen auf ein brackisches Ablagerungsmilieu hin.

Rüssingen-Formation (38,00-16,00 m)

Die Rüssingen-Formation setzt sich in den beschriebenen Bohrungen größtenteils aus hellgrauen bis hellgrüngrauen Mergeln und graugrünen Mergeltonen zusammen. Eingeschaltet sind gelegentlich dunkelolivbraune, bituminöse Mergeltone und helle Kalksteinbänke. Letztere sind klüftig, kavernös sowie oftmals dolomitisiert. Gelegentlich finden sich Kalkalgen und Ooide. Markant ist der 90 cm mächtige, dunkelolivbraune, feingeschichtete, bituminöse Mergelton an der Basis der Rüssingen-Formation bei 38,00–37,10 m (Abb. 4). Dieser Horizont lässt sich auch in allen anderen entsprechend tiefen Bohrungen des Projekts Salzbachtalbrücke sowie auch in Bohrungen der Deponie im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden wiederfinden. Er kann mit dem in Schäfer & Kadolsky (2002: 93 ff.) für die Bohrung „Jakobsberg 1“ beschriebenen „Tonmergel, dunkeloliv bis schwarzoliv“ bzw. „Ton, schwarzoliv“ in Verbindung gebracht werden. Die Formationsuntergrenze der Wiesbaden-Formation liegt demnach innerhalb des dunklen Tonmergels bzw. Tons. Auch Kümmerle & Seidenschwann (1993: 41 ff.) erwähnen für den besagten Grenzbereich im Hanauer Becken einen „dunkelgrauen Schluffmergel“, den sie als Hinweis auf eine Absenkung des Ablagerungsraumes deuten. Im zentralen Bereich des Mainzer Beckens scheinen solch mächtige, markante dunkle Horizonte an der Basis der Rüssingen-Formation nicht vorzukommen (Schäfer & Kadolsky 2002: Steinbruch Rüssingen, 87 ff.).

In diesem dunklen Ton an der Basis der Formation tritt erstmals *Hydrobia inflata* (Pusch, 1837) in Erscheinung, wobei Hydrobien im Allgemeinen die Abfolge dominieren. Die Mollusken-Fauna der Rüssingen-Formation weist zunehmend limnische Elemente mit den Gattungen *Gyraulus*, *Planorbarius*, *Pupilla* und *Stagnicola* auf. Fische werden durch Otolithen von *Dapalis rhenanus* (Koken, 1891), *Paralebias malzi* (Reichenbacher & Gaudant, 2003) sowie *Notogoneus longiceps* vertreten, wobei im unteren Teil der Formation zwar vereinzelt nicht zuordenbare Fischreste gefunden wurden, jedoch keine Otolithen. Im Unterschied zu Oberrad- und Oppen-

heim-Formation treten in der Rüssingen-Formation Foraminiferen und eher brackische Ostracoden nicht sehr häufig auf. Im unteren Abschnitt der Formation sind letztere insbesondere durch *Cytheromorpha* spp., *Hemicyprideis dacica* (Héjjas, 1894) und *Hemicyprideis miocaenica* (Lienenklaus, 1905) vertreten, welche jedoch eher sporadisch vorkommen und auch meist nur in geringen Stückzahlen (s. Tab. 1). Im oberen Abschnitt der Formation werden die brackischen Ostracoden dagegen hauptsächlich von *Hemicyprideis lienenklausi* (Malz, 1978) und *Cytheromorpha* spp. repräsentiert. Dem gegenüber steht eine recht diverse brackische bis limnische Ostracoden-Fauna, maßgeblich repräsentiert von *Eucypris* spp., *Cypridopsis similis*, *Candona* spp., *Ilyocypris* spp. sowie *Paralimnocythere* spp. Nach oben hin tritt vermehrt *Heterocypris parva* (Lienenklaus, 1905) in Erscheinung. Foraminiferen sind nur vereinzelt zu finden und lediglich durch *Cornuspira* sp. und *Bolivina moguntiaca* vertreten. Erstere kommt sowohl im Oberen *Falsocorbicula faujasii*-Horizont bei 28,10 m als auch bei 19,50 m vor. Der leuchtend grüne Ton in 20,00–19,40 m Teufe (Horizont 5 c bzw. Süßwasserhorizont in Best 1975) enthält zudem zahlreiche Characeen-Oogonien (*Chara nannocarpa* Schwarz, 1985).

Die Rüssingen-Formation lässt sich in einen höheren und einen tieferen Teil untergliedern, wobei der höhere Teil durch den Oberen *Falsocorbicula faujasii*-Horizont sowie das erstmalige Auftreten des Ostracoden *Hemicyprideis lienenklausi* abgegrenzt werden kann (nach Schäfer 1984). Ersterer liegt hier in Form von zwei jeweils einigen Zentimeter mächtigen Schilllagen in Teufen von 28,10 m und 27,80 m vor (vgl. Abb. 4 und 6). Die stratigraphische Abgrenzung zur Wiesbaden-Formation im Hangenden orientiert sich in der Regel am letztmaligen Auftreten von *Hydrobia inflata*, welche in den untersuchten Proben allerdings nur unregelmäßig gefunden werden konnte (s. Tab. 1).

Abb. 6: Oberer *Falsocorbicula faujasii*-Horizont im Bohrkern EK 11-18 (Deponie Dyckerhoff-Steinbruch) bei 12,7 m (Foto: ISK)

Die Mächtigkeit der Rüssingen-Formation im Mainzer Becken wird in der Literatur mit in der Regel wenigen Metern bis hin zu 22 Metern angegeben (Schäfer & Kadolsky 2002, Grimm & Grimm 2003). Im vorliegenden Bohrkern ist sie 22 m mächtig.

Ebenso wie in der Lithologie an der Basis der Rüssingen-Formation, so zeigt sich auch in der Fauna ein deutlicher Wechsel. Die bisher durch brackische Foraminiferen und Ostracoden geprägte Fauna setzt am Top der liegenden Oberrad-Formation schlagartig aus (Tab. 1). Innerhalb des Basis-Horizonts der Rüssingen-Formation dominiert dafür die Gattung *Eucypris*, die laut Best (1974, 1975) als primär limnisches Element eingeordnet wird, bei gleichzeitig genereller Artenarmut. Die Vorkommen des ausgeprägten dunklen Horizonts an der Basis der Rüssingen-Formation scheinen auf lagunäre Bereiche beschränkt zu sein. Damit könnte die Bildung dieses mächtigen Sedimentpakets auf ruhige, wenig durch Strömung beeinflusste Bereiche mit einer geschichteten Wassersäule und damit einhergehender, teilweiser Sauerstoffarmut zurückgeführt werden.

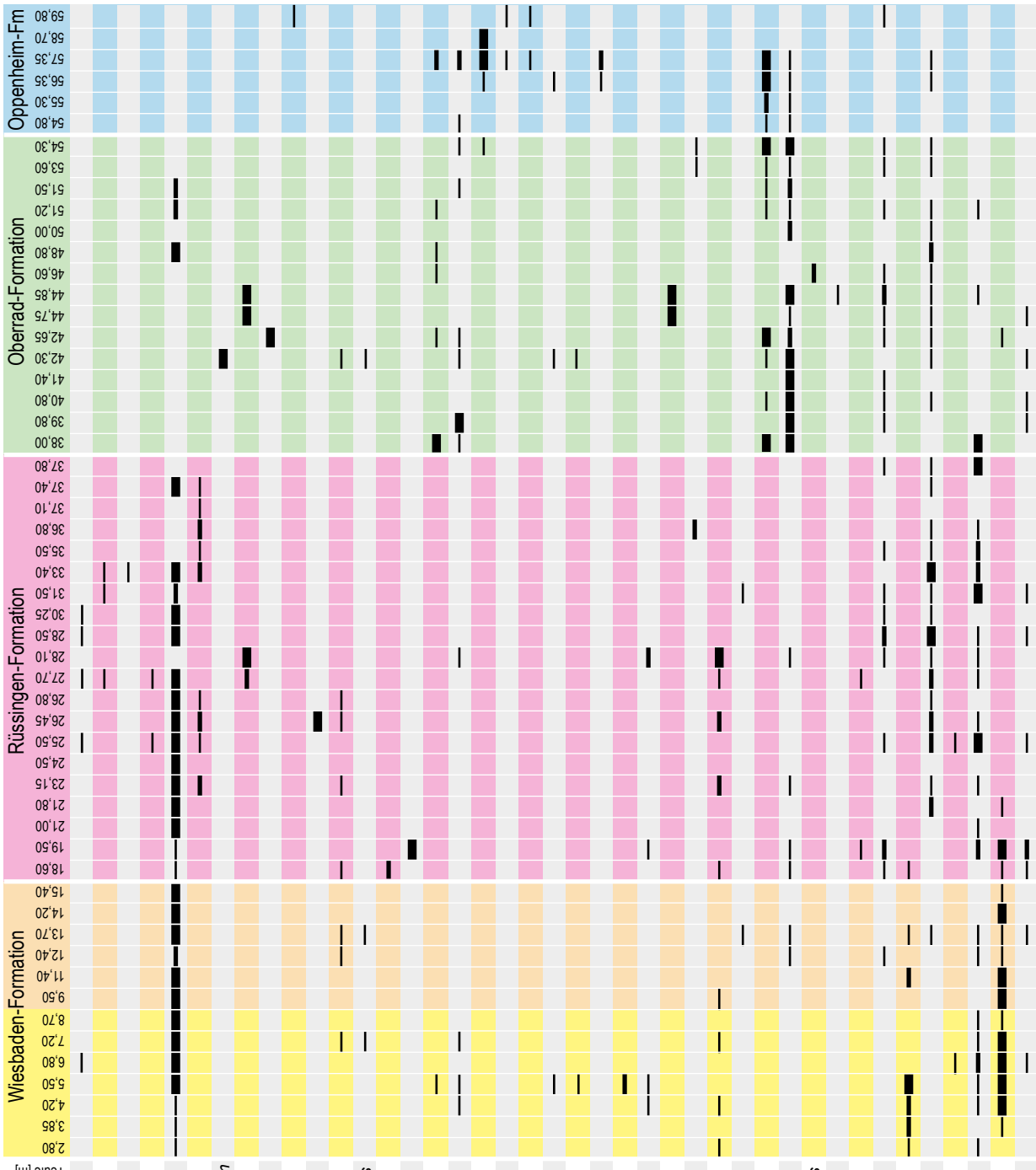
Insgesamt ergibt sich für die Rüssingen-Formation das Bild eines limnischen bis leicht brackischen Ablagerungsraumes mit geringen Wassertiefen.

Wiesbaden-Formation (16,00-2,70 m)

Die tertiäre Schichtenfolge beginnt bei den Bohrungen im Salzbachtal unterhalb der quartären Deckschichten mit der Wiesbaden-Formation, deren Sedimente in ihrer Gesamtheit somit erosionsbedingt nicht erfasst sind. Die Untersuchungen zeigen, dass die Abfolge der Wiesbaden-Formation innerhalb der Kästrich-Subformation endet (s. Abb. 5).

Die erschlossenen Schichten können anhand der Sedimente den Subformationen zugeordnet werden (vgl. Reichenbacher & Keller 2002). In der Bohrung D1 sind die Schichten der Hartenberg-Subformation von 16,00–9,00 m mit 7 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie setzen sich zusammen aus dunkelolivbraunen, schluffigen Mergeltonen, welche von gelegentlichen dünnen Lagen aus Hydrobiensanden unterbrochen werden. Die Hartenberg-Subformation wird in der Literatur auch als „dunkle Folge“ bezeichnet (Krause 1991, Keller & Radtke 2007). Vereinzelt sind in die dunklen Mergeltone jedoch auch hellere Gesteine wie Mergel von einigen Dezimetern Mächtigkeit eingeschaltet (s. Abb. 5).

Die Sedimente der Hartenberg-Subformation werden von denen der Kästrich-Subformation überlagert. Die Kästrich-Subformation ist allerdings erosionsbedingt in der Bohrung D1 nicht in vollständiger Mächtigkeit ausgebildet. Von 9,00–2,70 m sind nur 6,30 m der Subformation erhalten geblieben. Die Sedimente dieser Subformation werden auch als „helle Folge“ bezeichnet, weil es sich bei diesen größtenteils um helle, karbonatreiche Gesteine handelt. Sie sind ein wichtiger Rohstoff der Zementindustrie und wurden ehemals im nahe



Tab. 1. Vorkommen und Häufigkeit der Fossilien aus Bohrung D1 (vgl. Marx 2017). Die Teufen beziehen sich auf die Oberkante der Beprobungsbereiche von ca. 10 cm.

gelegenen Dyckerhoff-Steinbruch abgebaut. Die Kästrich-Subformation setzt sich aus beige-gelblichen, teils leicht grünstichigen Mergeln, Mergelkalken, mikritischen Kalksteinen und untergeordnet Kalksandlagen und dunklen Mergeltonen zusammen (s. Abb. 4). Im Bohrkern der Bohrung D1 finden sich häufig Ooidsand-Lagen. In den anderen Bohrungen entlang der Salzbachtalbrücke (Abb. 5), welche höhere Bereiche der Kästrich-Subformation aufschließen, konnten harte, splittrige, bankige Kalksteine mit deutlicher Klüftung beobachtet werden, in denen eine beginnende Verkarstung eingesetzt hatte.

Die aus den aufbereiteten Gesteinsproben gewonnenen Fossilien belegen unterschiedliche Faunenvergesellschaftungen innerhalb der Subformationen der Wiesbaden-Formation (s. Tab. 1).

In der Hartenberg-Subformation sind massenhaft Hydrobien in fast allen Proben vorzufinden. Fisch-Otolithen wie z. B. von *Notogoneus longiceps* und *Enoplophthalmus rhenanus* erscheinen insbesondere bei 13,70 und 12,40 m. Bei den Ostracoden dominiert *Heterocypris parva*. Untergeordnet finden sich *Eucypris* spp., *Cypridopsis obliqua* Malz, 1978, *Cypridopsis similis* sowie Vertreter der Gattungen *Ilyocypris* und *Candona* (Tab. 1). Es handelt sich bei diesen um limnische bis teils brackische Vertreter, wobei eher typisch brackische Ostracoden-Gattungen wie *Hemicyprideis* und *Cytheromorpha* nur vereinzelt vorkommen (vgl. Best 1975). In den aufbereiteten Proben konnten keine Foraminiferen nachgewiesen werden.

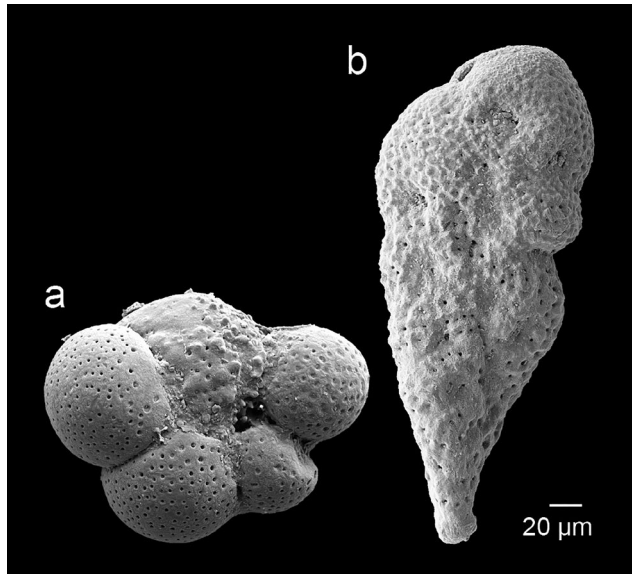


Abb. 7: Foraminiferen aus der Kästrich-Subformation (Wiesbaden-Formation) bei 5,50 m, LB 20174 (vgl. Abb. 3, 8).
Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen (REM), Maßstab: 20 µm.

a: Leitfossil der Wiesbaden-Formation: *Lippsina demens* (BIK, 1964) (REM-Nr. 1-55)

b: *Bolivina moguntiaca* Bartenstein & Heinemann, 1954 (REM-Nr. 4-07).

Tafel 1 ⇨

***Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024)**

Wiesbaden-Amöneburg, Dyckerhoff'scher Steinbruch „Am Hambusch", Wiesbaden-Formation.
Durchlichtmikroskopische Aufnahmen, Maßstab: 100 µm.

Fig. 1a–d. Holotyp, R, LB 23359, Horizont 7a (6,25–8,05 m).

Fig. 1a. Außenansicht, Länge = 1,00 mm, Originalabbildung aus Best (1974: Taf. 9, Fig. 90, digital nachbearbeitet).

Fig. 1b. Außenansicht, neue Aufnahme (2024).

Fig. 1c. Innenansicht.

Fig. 1d. Dorsalansicht, gut erkennbare Porenwarzen am Vorderende, mit 2d zusammengesetzte „ganze" Gehäuseansicht.

Fig. 2+3. Paratypen, LB 23360.

Fig. 2a–d. Paratyp 2, L, Länge = 1,07 mm.

Fig. 2a. Außenansicht.

Fig. 2b. Detail Fig. 2a, Vorderende, zentrales Muskelfeld, marginale Porenkanäle.

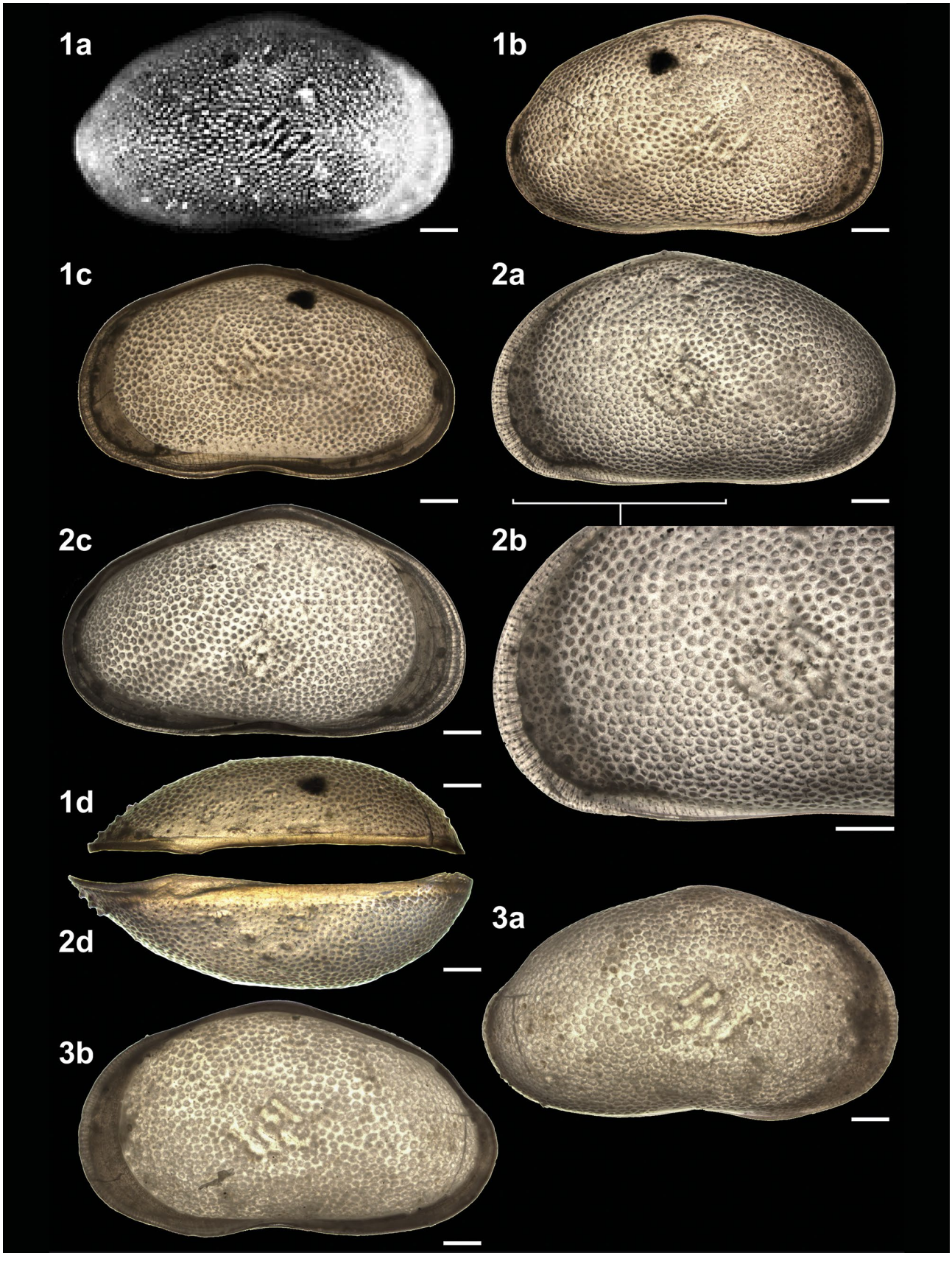
Fig. 2c. Innenansicht.

Fig. 2d. Dorsalansicht, dorsales Muskelfeld gut erkennbar, mit 1d zusammengesetzte „ganze" Gehäuseansicht.

Fig. 3a+b. Paratyp 4, R, Länge = 1,11 mm.

Fig. 3a. Außenansicht, großes, gut ausgebildetes Exemplar.

Fig. 3b. Innenansicht.


1a
1b
1c
2a
2c
2b
1d
2d
3a
3b

Innerhalb der Kästrich-Subformation dominieren ebenfalls Hydrobien. Bei den Ostracoden sind insbesondere *Heterocypris parva* und *Cypridopsis obliqua* sehr häufig. Weniger zahlreich, aber in vielen Proben vorkommend, sind *Eucypris* spp. und *Hemicyprideis lienenklausi*. Im Gegensatz zur liegenden Hartenberg-Subformation findet sich in der Kästrich-Subformation eine vergleichsweise diverse Foraminiferen-Vergesellschaftung. Bei 5,50 m konnte neben zahlreichen Foraminiferen wie z. B. Bolivinen, Quinqueloculinen und Nonioiden das Leitfossil der Wiesbaden-Formation *Lippsina demens* (Bik 1964) (Abb. 7) beobachtet werden. Aus der Literatur sind weitere *Lippsina demens*-Horizonte (vgl. Wiesner 1970, Best 1975) bekannt, die hier nicht gefunden werden konnten.

Die Hartenberg-Subformation weist mit ihrer Fauna auf einen eher limnisch-brackischen Ablagerungsbereich hin. Sowohl in dieser Subformation als auch in der nächstjüngeren Kästrich-Subformation sind in basalen Bereichen mehrere *Lippsina demens*-Horizonte in der Literatur (u. a. Best 1975) dokumentiert. Diese Foraminiferen-Horizonte weisen auf kurzfristige transgressive Ereignisse mit temporär erhöhten Salzgehalten hin in einen weiter limnisch-brackischen Ablagerungsbereich. Allerdings konnte in dieser Untersuchung nur ein *Lippsina*-Horizont bei 5,50 m nachgewiesen werden. Im weiteren Verlauf verlandet der Ablagerungsraum zunehmend. Die aquatischen Abfolgen des Miozäns enden hier.

5 Systematischer Teil

Bei der Bestimmung des Fossilmaterials der Bohrung D1 konnte eine neue Ostracoden-Art identifiziert werden (Marx 2017: Taf. VII). Nach weiterer Recherche stellte sich heraus, dass diese Ostracoden-Art erstmalig schon von Best (1974, unveröffentlicht) beschrieben worden war. Allerdings wurde die damalige Dissertation von Best (1975) nur auszugsweise veröffentlicht, darunter zwar die Benennung des Ostracoden (Best 1975: Taf. 3), nicht jedoch die Beschreibung dieser neuen Art. Die Einführung der neuen Art erfolgte somit nicht gemäß den Internationalen Regeln der Zoologischen Nomenklatur (ICZN 2000). Dies wird nun auf Wunsch des Erstautors an dieser Stelle nachgeholt und durch weitere Beobachtungen ergänzt.

Tafel 2 ⇨

Fig. 1–4. *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024)

Wiesbaden-Amöneburg, Dyckerhoff'scher Steinbruch „Am Hambusch", Wiesbaden-Formation.
Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen (REM), Maßstab: 100 µm.

Fig. 1. Paratyp 4, R, Außenansicht (s. Taf. 1, Fig. 3a), LB 23360.

Fig. 2. R, Innenansicht, juvenil, LB 23362.

Fig. 3. Paratyp 2, L, Außenansicht (s. Taf. 1, Fig. 2a, b), LB 23360.

Fig. 4. L, Innenansicht, LB 23362.

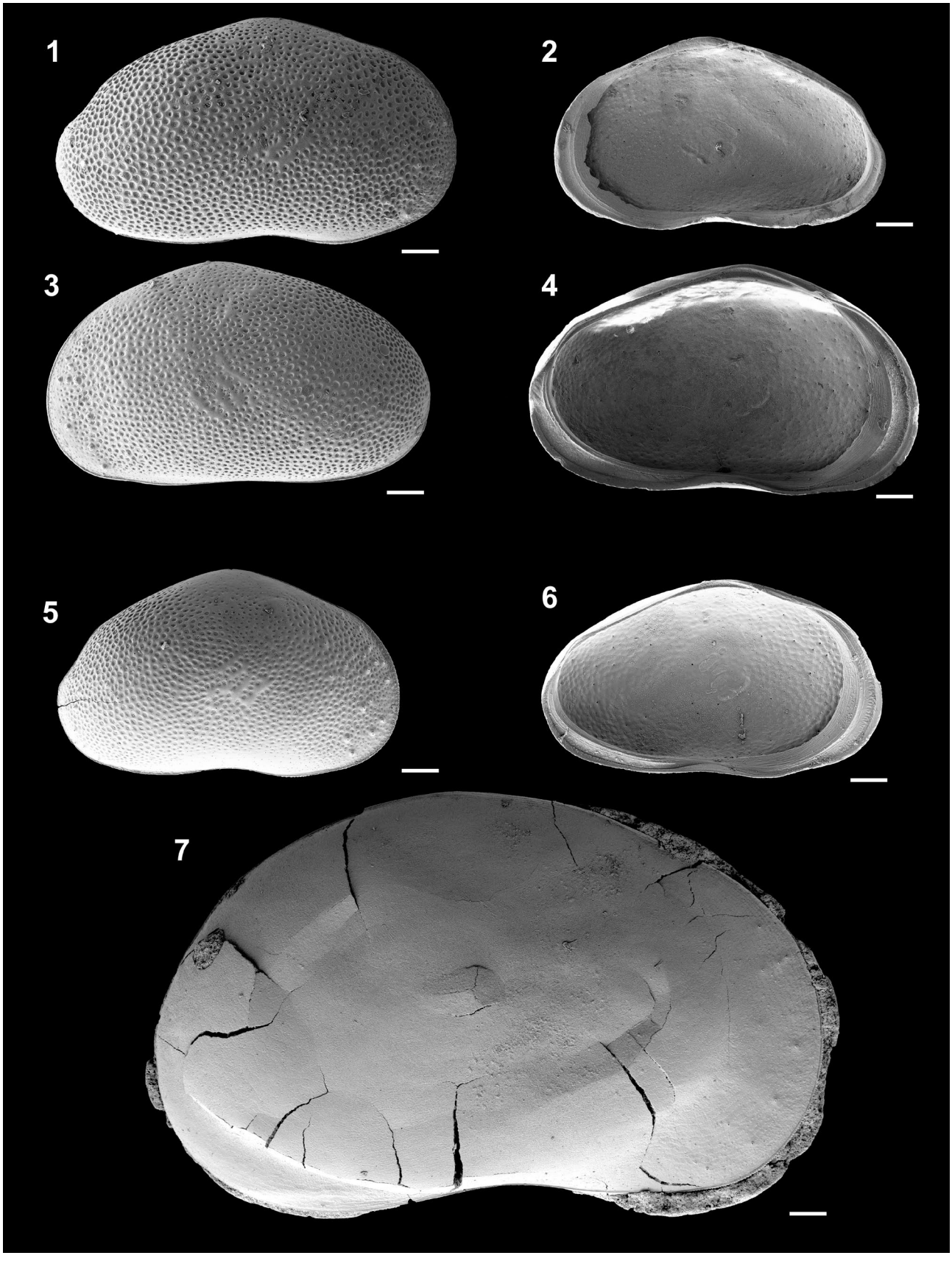
Fig. 5–7. Limnische Ostracoden aus Bohrung D1.

Salzbachtalbrücke.
Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen (REM), Maßstab: 100 µm.

Fig. 5. *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024), R, Außenansicht, juvenil, 6,80 m, LB 20175 (REM-Nr. 4-01), Kästrich-Subformation (Wiesbaden-Formation) (vgl. Abb. 8 und Tab. 1).

Fig. 6. *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024), L, Innenansicht, juvenil, 25,50 m, LB 20190 (REM-Nr. 4-13), Rüssingen-Formation (vgl. Abb. 8 und Tab. 1).

Fig. 7. *Eucypris agglutinans* (Lienenklaus, 1905), R, Außenansicht, 26,45 m, LB 20191 (REM-Nr. 1-36), Rüssingen-Formation, großes Exemplar, gut erkennbare Porenwarzen am Vorderrand.


1
2
3
4
5
6
7

Nachfolgend der Original-Text aus Best (1974) mit kleinen Änderungen (z. B. Abbildungshinweise).

***Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024)**

Taf. 1, Fig. 1–3 und Taf. 2, Fig. 1–4.

Derivatio nominis: Bei Wiesbaden = Mattiacum (lat.) vorkommend

Holotypus: Rechte Klappe eines ♀ ?, (Taf. 1, Fig. 1a–d)

Locus typicus: Wiesbaden-Amöneburg, Dyckerhoff'scher Steinbruch „Am Hambusch", in den oberen Lagen des Profils mit Braunkohlen-Horizonten

Stratum typicum: Unter-Miozän, Untere Hydrobien-Schichten (Wiesbaden-Formation), Horizont 7a (Anm. d. Autoren: 6,25–8,05 m)

Paratypoide: 6 Klappen (Taf. 1, Fig. 2+3 und Taf. 2, Fig. 1+3) (Anm. d. Autoren: 4 R, 2 L)

Diagnose: Eine *Eucypris* mit folgenden Besonderheiten: Vorderende beider Klappen viel breiter gerundet als das Hinterende. Hinterer Dorsalwinkel nur bei den rechten Klappen vorhanden. Gehäuse in Rückenansicht eiförmig mit zugespitztem Vorderende, abgerundetem Hinterende und stark gewölbten Seiten; Oberfläche mit dichtstehenden Grübchen besetzt.

Beschreibung: Geschlechts-Dimorphismus nicht feststellbar. Größte Höhe vor der Mitte, bei der L weiter vorne als bei der R; der Rückenrand bildet hier einen abgestumpften Winkel, dessen vordere und hintere Schenkel etwa gleichsteil abfallen, bei der R bis zu einem deutlichen, abgestumpften Dorsalwinkel an der Grenze gegen den Hinterrand. Dadurch ist der Hinterrand bei der R noch schmäler gerundet als bei der L. Ventralrand der R in der Mundgegend deutlich vorgewölbt; bei der L weniger deutlich, dahinter flach eingebuchtet.

In der Dorsalansicht erscheinen die Gehäuse breit-eiförmig mit gerundetem Hinterende und zugespitztem, aber nicht geschnäbeltem Vorderende; Porenwarzen beiderseits der vorderen Spitze. Die Oberfläche der Klappen trägt dicht stehende kräftige Grübchen, die an allen Stücken auch schon bei schwacher Vergrößerung sichtbar sind. Die Schale selbst wirkt gegenüber anderen *Eucypris*-Arten recht dickschalig.

Innenrand verläuft vorn in großer, hinten in geringer Entfernung vom Außenrand. Freier Abschnitt des Schalenblattes vorne ca. 5mal breiter als Verschmelzungszone, die in der Mundgegend stark verbreitert ist. Innenlamelle trägt feine Schlieren, parallel zum Rand. Marginale Porenkanäle am Vorderende zahlreich, einfach, unverzweigt, in Gruppen von 2–3, am Ventralrand einzelstehend. Narben des Zentralfeldes entsprechen sehr stark denen von *E. moguntiensis*. Saum der R an den Endrändern marginal bis submarginal, Außenleiste am gesamten freien Schalenrand deutlich, Innenleiste vorne in größerem, hinten in geringerem Abstand von Saum. An der L ist der Saum marginal, die R übergreifend, keine Außenleiste, Innenleiste kräftig entwickelt.

Maße: **Holotyp**: L = 1,00 mm, H = 0,58 mm, 1/2 B = 0,26 mm

Paratypoide: L = 0,89–1,11 mm, H = 0,51–0,64 mm, 1/2 B = 0,24–0,31 mm

Beziehungen: Die Art ähnelt am meisten *E. moguntiensis* Triebel, 1963, unterscheidet sich aber von dieser durch die zahlreichen kräftigen Grübchen, die Dickschaligkeit und durch ihre geringere Größe.

Weitere Fundpunkte: BT 79 (Wiesbaden-Amöneburg, Dyckerhoff'scher Steinbruch „Am Hambusch", Ostwand): UHS, Horizont 6b (s); OIS, Horizont 5b (s), Frankfurt, Tiefbahn-Profil: Horizont 5d (ss).

ss= sehr selten
s = selten
Untere Hydrobien-Schichten (UHS) = Wiesbaden-Formation
Obere Inflaten-Schichten (OIS) = Rüssingen-Formation, oberer Teil

Synonymie:

1975 *Eucypris mattiacensis* n. sp. – Best: Mainzer geowiss. Mitt., **4**: Taf. 3 (Tabelle), ohne Abb.
1991 *Eucypris* sp. 1 – Krause: Geol. Abh. Hessen, **93**: Tab. 1; Taf. 3, Fig. 32a, b.
? 2000 *Eucypris dulcifons* – Witt: Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **40**: 128, Taf. 3, Fig. 6–8.
2017 *Eucypris* spp. – Marx: unveröff. Masterarbeit: Taf. VII, Fig. 5.
? 2023 *Eucypris* sp. A – Schäfer et al.: Mainzer geowiss. Mitt., **51**: Abb. 5+9 (Profildarstellungen), ohne Abb.

Ergänzende Bemerkungen: Neben den in Best (1974) beschriebenen marginalen Porenkanälen sowie den Porenwarzen beiderseits der vorderen Spitze weisen die Exemplare über die ganze Schale verteilte Porenkanäle auf. Diese sind zwischen den Grübchen zu finden und häufen sich im Bereich der Vorder- und Ventralseite. Im Bereich der Hinterseite befinden sich Porenwarzen, wenn auch nur vereinzelt und weniger deutlich ausgebildet als jene auf der Vorderseite.

Neben der Affinität zu *Eucypris moguntiensis* Triebel, 1963 (Triebel 1963) weist die neue Art eine gewisse Ähnlichkeit mit *Eucypris dulcifons* Diebel & Pietrzeniuk, 1969 auf. Letzterer tritt ausschließlich in kaltzeitlichen Sedimenten des Quartärs auf und ist damit ein entsprechender Klimaanzeiger (Fuhrmann 2012). Darüber hinaus ist der posterodorsale Rand von *E. mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) leicht anders ausgebildet als bei *E. dulcifons*. Auch die Einbuchtung des Ventralrands ist schwächer sowohl in linken als auch rechten Klappen als bei *E. dulcifons*.

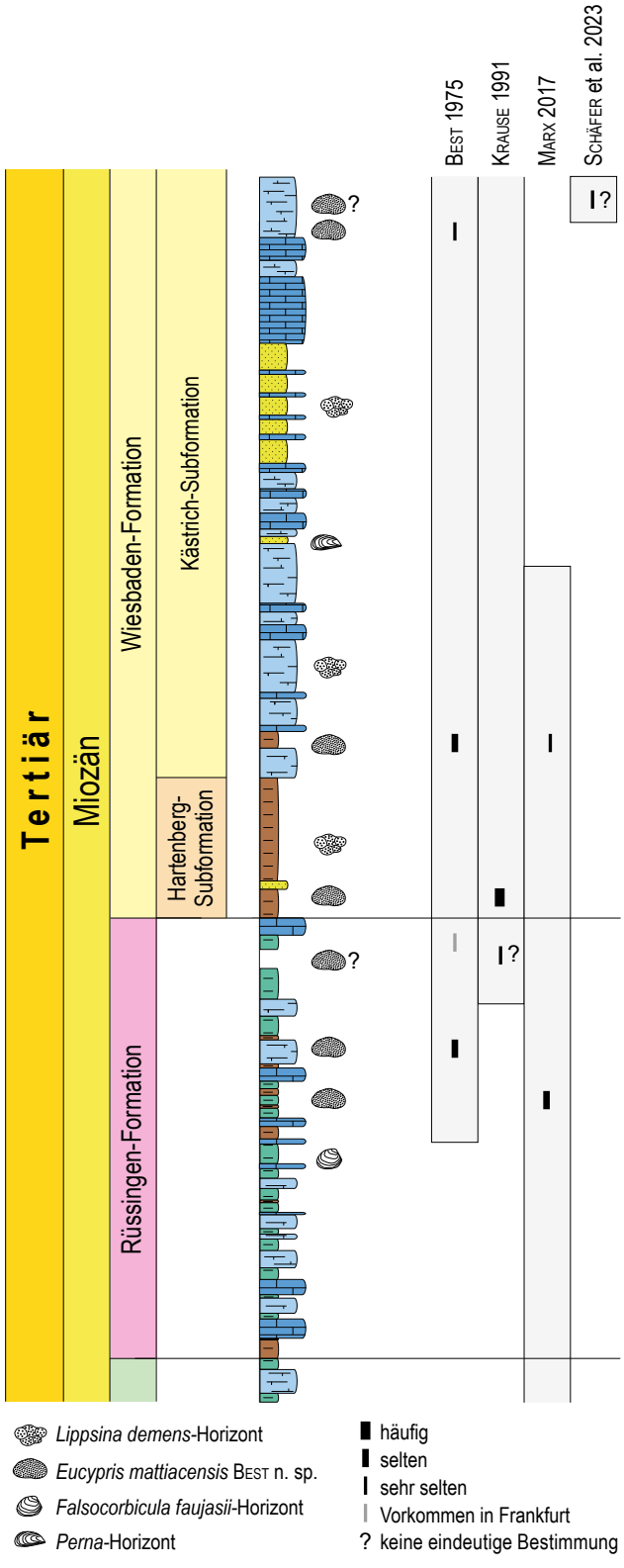


Abb. 8: Stratigraphische Reichweite und Vorkommen von *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) mit relativen Häufigkeiten nach Angaben der Autoren (grau unterlegt ist der jeweilig untersuchte Profilabschnitt). Legende siehe Abb. 3.

Material: Das Typus-Material von Best (1974) ist in der Mikrofossil-Sammlung des HLNUG (LB 23359–23361) hinterlegt. Bei einer erneuten Sichtung der Mikrofossil-Sammlung aus Best (1974) sind weitere weitgehend gut erhaltene Klappen (6 L, 3 R, in unterschiedlichen Entwicklungsstadien) von *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) gefunden worden. Sie erhielten die Labornummer 23362 in der Mikrofossilsammlung des HLNUG. Der Holotyp (Taf. 1, Fig. 1a–d), zwei Paratypen (Taf. 1, Fig. 2a–d, Fig. 3a–b + Taf. 2, Fig. 1+3) sowie weitere Exemplare (Taf. 2, Fig. 2+4) sind aufgrund der mäßigen Qualität der alten Lichtbildaufnahmen (Best 1974) erneut abgebildet worden (Durchlicht- und REM-Aufnahmen) (Taf. 1+2). Die durchlichtmikroskopischen Aufnahmen wurden mit der Software „Helicon Focus Pro" bearbeitet. Gesamtanzahl der Exemplare: Holotyp, 6 Paratypen, 9 weitere Klappen.

Krause (1991: Tab. 1; Taf. 3, Fig. 32a, b) wies die neue Art in ihrer Dipl.-Arbeit im Dyckerhoff-Steinbruch nach. In Tab. 1 (S. 38) wird *Eucypris* sp. 1 aufgelistet mit einem häufigen Vorkommen in Horizont 8 von Profil 5 (Südportal des Petra-Tunnels, Unterquerung der A 66 zum Kalkofen-Vorkommen), was dem basalen Bereich der dunklen Folge entspricht (Abb. 8). Ein weiteres Vorkommen ist nur mit Fragezeichen (?) versehen (Profil 5, Horizont 5B), welches vermutlich im Grenzbereich zur Rüssingen-Formation zu verorten ist. Von der neuen Art wird eine linke Klappe (Außen- und Innenansicht) auf Tafel 3, Fig. 32a+b abgebildet, mit Maßen von max. L: 1,11 mm, H: 0,66 mm.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) in Bohrkern D1 bei 25,50 m gefunden (Taf. 2, Fig. 6), knapp zwei Meter über dem Oberen *Falsocorbicula faujasii*-Horizont. Das stratigraphisch höchste Vorkommen in Bohrkern D1 befindet sich in der Wiesbaden-Formation bei 6,80 m (Taf. 2, Fig. 5) (vgl. Abb. 8).

Vorkommen: Nach den bisherigen Funden kommt *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) insgesamt eher selten vor. Seine stratigraphische Verbreitung ist von der Basis des oberen Teils der Rüssingen-Formation bis in mittlere Bereiche der Kästrich-Subformation innerhalb der Wiesbaden-Formation festzustellen (vgl. Best 1974) (vgl. Abb. 8).

Ökologie: Best (1974, 1975) stellt *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) zusammen mit *Eucypris moguntiensis* in die Gruppe der überwiegend limnischen Ostracoden.

Anzahl (diese Arbeit): 3 R, 1 L.

6 Der Baugrund der Salzbachtalbrücke

Der Baugrund der Salzbachtalbrücke ist in der Historie mehrfach anthropogen verändert worden. So sind zunächst die beiden verfüllten ehemaligen Steinbrüche im Bereich des Klärwerks und im östlichen Bereich der Brücke (Anschlussstelle Wiesbaden-Mainzer Straße) zu nennen, da die Gründung der östlichen Pfeiler E und F in Auffüllungen angelegt wurde (CBING 2021: Abb. S. 7), bei denen es sich möglicherweise um das Auffüllungsmaterial des östlichen Steinbruchs (s. Lepsius 1883) handelt.

Bereits Schwarz & Prinz (1959) wiesen im Rahmen der Baugrunduntersuchung zur Salzbachtalbrücke (s. Zeitstrahl) darauf hin, dass aufgrund des stark heterogenen Baugrunds mit unterschiedlichen Setzungsraten der einzelnen Brückenpfeiler zu rechnen sei. Dies wird bestätigt durch markante Setzungen und Verkippungen, die seit Fertigstellung der Brücke von der Hessischen Straßenbauverwaltung gemessen wurden (s. GA CBING 2021).

Den für eine Flachgründung relevanten, oberflächennah anstehenden, stark zerklüfteten Kalksteinen attestierten schon Schwarz & Prinz (1959) keine besondere Tragfähigkeit. Darüber hinaus weisen die Kalksteinbänke meist keine großräumige laterale Ausdehnung auf. Es handelt sich vielmehr um kleinräumige, linsenförmige Vorkommen, die auch von den Verfassern in den abgeteuften Bohrungen (2014/2015, s. Abb. 1) so beobachtet wurden. Zudem sind Verkarstungen und eventuell auch Dolinenverfüllungen zu beobachten. So zeigt der Bohrkern A1 im äußersten Westen Verkarstungserscheinungen in Form deutlicher Kernverluste im Bereich der Kästrich-Subformation („helle Folge“). Eine breiige bis weiche Konsistenz in den karbonatreichen Gesteinen der Wiesbaden-Formation deutet ebenfalls auf Verfüllungen hin, worauf schon das Ing.-Büro Krebs+Kiefer in einem Baugrundgutachten 2016 aufmerksam machte (CBING 2021). Zudem können Wasserwegsamkeiten in Form von Klüften, Verkarstungen sowie sandig-schluffigen Lagen in diesen oberflächennahen Einheiten zu einer tiefgründigen Aufweichung des Untergrunds führen.

Weitere Untersuchungen wurden im Juni 1960 nötig, als eine kreisbogenförmige, mehrere hundert Kubikmeter messende Scholle auf nahezu ebenflächiger Gleitfläche in die Baugrube abrutschte. Mit Hilfe von Schürfen wiesen Simon & Prinz (1960) nach, dass sich im Zuge der großen Trockenheit im Jahr 1959 grobprismatische Trockenrisse in einem Mergel (der Wiesbaden-Formation) gebildet hatten. Der darunterliegende Ton war hingegen von sehr vielen feinen Trockenrissen durchzogen. Einzelne starke Regengüsse konnten nun dazu führen, dass das Wasser durch die Trockenrisse des Mergels floss und den darunterliegenden Ton in eine schmierige Gleitfläche verwandelte.

Im gleichen Zeitraum äußerte die Bundesbahndirektion Frankfurt a.M. Bedenken hinsichtlich möglicher „schlickiger Ablagerungen im tieferen Untergrund“ von Pfeiler D in der Nähe des Salzbaches. Sie vermuteten quartäre Bildungen. Eine Untersuchung des Baugrunds durch Prinz (1960) führte jedoch zu dem Ergebnis, dass „Schlamm oder ähnliche Einlagerungen“ in der Schichtenfolge des Tertiärs nicht zu erwarten sind, wobei er mit seinen Kleinrammbohrungen nur geringe Teufen erreichte, da mit diesem Bohrverfahren die tertiären Kalkbänke nicht durchdrungen werden konnten. Allerdings beschrieb Prinz Kalkknauern von großer Festigkeit, was wiederum nach den Verfassern als Hinweis auf Rekristallisationen im Karst zu deuten ist.

Gemäß einem Gutachten des Ingenieurbüros CBING (2021) war eine der grundlegenden Ursachen für den Schadensfall die unpassende ursprüngliche Konstruktion in Form einer Flachgründung der Brücke auf dem setzungsempfindlichen Untergrund. Dies führte auch Jahre nach dem Bau der Brücke zu deutlichen Setzungen, deren Beträge je nach Pfeiler unterschiedlich ausfielen. Als akuter Auslöser der Havarie am 18. Juni 2021, bei der der Überbau in den Bereichen zweier Brückenachsen (Pfeiler E und F) um bis zu 50 cm absackte, wurden unter anderem die, teils ungleichmäßige thermische Beanspruchung durch die extrem hohen Lufttemperaturen in Kombination mit der starken Sonneneinstrahlung ausgemacht (CBING 2021).

7 Ergebnisse

Im schematischen Ost-West-Profil (Abb. 9) durch das nördliche Mainzer Becken – das Profil verläuft in etwa auf Höhe der A 66 – erkennt man mit dem Wiesbadener Graben eine Grabenstruktur mit dem Salzbachtal im Zentrum. Im Graben ist die jüngste stratigraphische Einheit, die Wiesbaden-Formation, flächenhaft verbreitet. Das Vorkommen zeichnet sich durch nicht sehr aktive, von geringen Versatzhöhen geprägte Bruchtektonik aus (vgl. Abb. 1 und 5). Allerdings scheint damit eine tiefgründige Verwitterung und Verkarstung einherzugehen.

Die verschiedenen Kerne ergeben ein aufschlussreiches geologisches Profil entlang der Salzbachtalbrücke. Sie reichen von der Oppenheim- bis in die Wiesbaden-Formation (Kästrich-Subformation). Die Sedimente weisen typische Fossilfaunen und -floren auf. Leitfossilien sowie Leithorizonte ermöglichen eine genaue Einstufung und Korrelation der Bohrkerne. Die

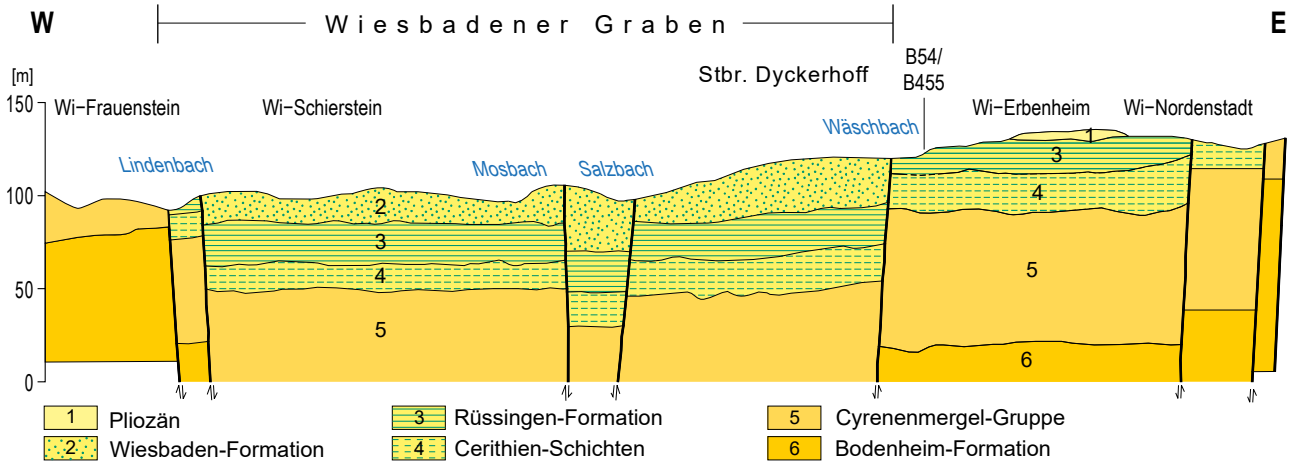


Abb. 9: Schematisches West-Ost Profil durch das nördlich des Rheins gelegene Mainzer Becken (vgl. Abb. 1, Insert: ca. parallel zur A66) mit dem Wiesbadener Graben (nach KÜMMERLE & RADTKE 2007, leicht verändert).

Geschehnisse um die Sprengung der Salzbachtalbrücke wurden im Lichte vormaliger ingenieurgeologischer Untersuchungen und Gutachten neu betrachtet.

Die Faunenvergesellschaftungen des Bohrkerns D1 bestätigen den deutlichen Aussüßungstrend innerhalb der untermiozänen Ablagerungen des nördlichen Mainzer Beckens. Er reicht von deutlich brackischen, ansatzweise marin-brackischen Bedingungen in der Oppenheim-Formation bis hin zu brackisch-limnischen in der Rüssingen- und Wiesbaden-Formation. Diese Entwicklung wird mehrfach von kleinen ingressiven Ereignissen unterbrochen. Ooide und photosynthesebetreibende Organismen wie riffbildende Cyanobakterien und Algen sowie Characeen weisen auf geringe Wassertiefen und lagunäre Verhältnisse in Oberrad-, Rüssingen- und Wiesbaden-Formation hin.

Die im Bohrkern D1 gefundene neue Ostracoden-Art *Eucypris mattiacensis* BEST n. sp. in RADTKE & MARX (2024) (BEST 1974, unveröffentlicht), um eigene Beobachtungen ergänzt, erhält ihre Gültigkeit (ICZN 2000) durch die hier erfolgte Erstbeschreibung.

Danksagungen: Unser besonderer Dank gilt Dr. Gerhard Best für die Bereitstellung der Proben aus seiner Dissertation und Überlassung der Holo-/Paratypen der neuen Ostracoden-Art. Den Firmen TERRASOND GmbH und Co. KG als auch ISK Ing.-Gesellschaft Bau- u. Geotechnik mbH danken wir für die Überlassung der Fotodokumentation. Jörg von Hößle und Martina Schaffner (beide HLNUG) danken wir für Erstellung von Abbildungen. Bärbel Schminke (Goethe-Universität) sind wir dankbar für die Anfertigung der REM-Aufnahmen. Dr. Charlotte Redler (HLNUG) danken wir für die Möglichkeit, Fotografien an ihrem Durchlichtmikroskop anfertigen zu können. Prof. Dr. Alan Lord (SGN) danken wir für die Hilfestellung bei der Ostracoden-Systematik und Prof. Dr. Bettina Reichenbacher (LMU) bei der Otolithen-Bestimmung.

8 Schriftenverzeichnis

ANDERLE, H.-J. (2012): Der alte Untergrund Wiesbadens. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **2**, 2. Aufl.: 1–9, 4 Abb.; Wiesbaden.

ANDERLE, H.-J. & RADTKE, G. (2001): Beobachtungen zur oligozänen Meeresküste in Wiesbaden – Küstensedimente beiderseits von Nero- und Rambachtal. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **122**: 23–42, 13 Abb.; Wiesbaden.

BEST, G. (1974): Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken). – Unveröff. Dissertation, TU Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig: 224 S., 3 Abb., 1 Tab., 24 Taf., 12 Anl.; Braunschweig.

BEST, G. (1975): Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 75–183, 18 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Mainz.

BUDDE, H., HOSELMANN, C., RADTKE, G., HEGGEMANN, H. & LEHNÉ, R. (2019): Geologische 3D-Modellierung in der Untermainebene. – Jahresbericht des Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt u. Geologie (HLNUG): 193–201, 7 Abb.; Wiesbaden.

Curbach Bösche Ingenieurpartner Beratende Ingenieure PartG mbB (2021): A66 – Salzbachtalbrücke – Havarie am 18.06.2021. Ermittlung und Bewertung von Schadensursachen. – 12 S., 7 Abb., 1 Tab.; Dresden.

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.); Koordination und Gestaltung: MENNING, M. & HENDRICH, A. (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002); Potsdam (Deutsches GeoForschungsZentrum), Frankfurt a.M. (Forsch.-Inst. Senckenberg).

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.); Koordination und Gestaltung: Menning, M. & Hendrich, A. (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016 (STD 2016); Potsdam (Deutsches GeoForschungsZentrum).

Försterling, G. & Radtke, G. (2012): Der tertiäre Lebensraum im Mainzer Becken und seine Fossilien. – In: Streifzüge durch die Natur von Wiesbaden und Umgebung. – (2. verb. u. erweiterte Aufl.) Jb. nass. Ver. Naturkde., **Sb 2**: 19–32, 28 Abb.; Wiesbaden.

Fuhrmann, R. (2012): Atlas quartärer und rezenter Ostrakoden Mitteldeutschlands. – Altenb. Naturwiss. Forsch., **15**: 320 S., 5 Tab., 142 Taf.; Altenburg.

Geo Team Brill (2015): A 66 - Ersatzneubau der Salzbachtalbrücke Wiesbaden-Biebrich. – Geotechnischer Bericht: 117 S., 42 Tab., 79 Anl..; Darmstadt.

Grimm, K.I. & Grimm, M.C. (2003): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – In: Grimm, K.I., Grimm, M.C., Neuffer, O. & Lutz, H. (eds.): Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens. – Mainzer Naturwiss. Archiv, Beih. **26**: 158 S., 16 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Mainz.

Grimm, K.I. & Radtke, G. (2014): The Tertiary of the Mainz Basin. Tertiäre Sedimente - Das Mainzer Becken. – In: Röhling, H.-G. (ed.): GeoFrankfurt 2014 – Dynamik des Systems Erde / Exkursionsführer. – EDGG, **252**: 51–58, 7 Abb.; Hannover.

Grimm, K.I., Grimm, M.C., Radtke, G., Kadolsky, D., Schäfer, P., Franzen, J.L., Schindler, T. & Hottenrott, M. (2011): Mainzer Becken – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 133–209, 8 Abb., 2 Tab.; Hannover.

Helicon Focus Pro 8.2.2 [Software]. 2024. Helicon Soft Ltd. https://www.heliconsoft.com/

Hoselmann, C., Laupenmühlen, T., Bohatý, J., Radtke, G., Weber, G., & Weidenfeller, M. (2018): Field Trip C (27 September 2018): Fluviatile und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet. – DEUQUA Spec. Pub., **1**: 29–52, 20 Abb.; Göttingen.

International Commission on Zoological Nomenclature (2000): International Code of Zoological Nomenclature (ICZN 2000) – 4th Edition: 306 p.; London (International Trust for Zoological Nomenclature 1999 c/o The Natural History Museum).

Kadolsky, D. (1988): Stratigraphie und Molluskenfaunen von „Landschneckenkalk" und „Cerithienschichten" im Mainzer Becken (Oberoligozän bis Untermiozän?). – Stratigraphische, paläogeographische und paläoökologische Ergebnisse. – Geol. Jb., **A 110**: 69–133, 10 Abb., 8 Tab.; Hannover.

Kadolsky, D. (1998): Molluskenzonierung in den Cerithienschichten des Mainzer Beckens: eine Korrektur. – Mainzer geowiss. Mitt., **27**: 213–216, 1 Tab.; Mainz.

Kadolsky, D. & Schäfer, P. (1995): „*Corbicula*-Schichten" und „*Inflata*-Schichten" (Miozän, Mainzer Becken): Zur Begriffserklärung zweier unterschiedlicher stratigraphischer Einheiten. – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 71–86, 2 Tab., 1 Taf.; Mainz.

Keller, T. & Radtke, G. (2007): Quartäre (Mosbach-Sande) und kalktertiäre Ablagerungen im NE Mainzer Becken (Exkursion L am 14. April 2007). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **89**: 307–333, 9 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.

Krause, C. (1991): Der Grenzbereich *Corbicula*-/Hydrobienschichten speziell im Tertiärprofil Wiesbaden-Amöneburg (Hessen). – Geol. Abh. Hessen, **93**: 23–65, 15 Abb., 3 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.

Kümmerle, E. & Radtke, G. (2007): Die Geologie in der Umgebung von Wallau (nordöstliches Mainzer Becken). – In: Radtke, G. & Martini, E. (Hrsg.): Die Bohrungen Wallau im nordöstlichen Mainzer Becken (Rotliegend, Pechelbronn-Gruppe, Bodenheim-Formation). – Geol. Abh. Hessen, **116**: 73–88, 8 Abb.; Wiesbaden.

Kümmerle, E. & Seidenschwann, G. (1993) mit Beitr. von Blum, R., Ehrenberg, K.-H., Golwer, A., Hottenrott, M., Müller, K.-H., Rosenberg, F., Sabel, K.-J. & Wiegand, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost. – 3. Aufl.: 308 S., 31 Abb., 36 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

Leppla, A. & Steuer, A. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. [5915] Wiesbaden. – 3. Aufl., 52 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

Lepsius, G.R. (1883): Das Mainzer Becken. – 181 S., 1 Abb.; Darmstadt (Verlag Bergsträsser).

Lienenklaus, E. (1905): Die Ostrakoden des Mainzer Tertiärbeckens. – Ber. Senckenbergische naturforsch. Gesellsch.: 3–75, 1 Tab., 4 Taf.; Frankfurt a.M.

Marx, J. (2017): Biostratigraphische Korrelation im Untermiozän anhand von Bohrungen bei Wiesbaden (Salzbachtalbrücke, D1) und Frankfurt (Stiftstr., BK 4). – Unveröff. Master-Arb., J.W. Goethe-Universität, 135 S., 19 Abb., 4 Tab., 18 Taf., 7 Anl.; Frankfurt a.M.

Mordziol, C. (1911): Untersuchungen über die Lage der Oligocän-Miocängrenze im Mainzer Becken. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. Westf. (1910), **67**: 237–266; Bonn.

Müller, K.-H. (1972): Baugrunderkundung und Gründungsberatung für die Erweiterung und den biologischen Ausbau der Hauptkläranlage Wiesbaden in Wiesbaden, Salzbachtal. – Gutachten Hess. L.-Amt Bodenforsch. (GA 5915-435, -463), **435**: 7 S., 4 Anl.; Wiesbaden.

Prinz, H. (1960): Eine Baugrunduntersuchung längs der Trasse der Südumgehung Wiesbaden – Gutachten Hess. L.-Amt Bodenforsch. (GA 5915-194): 4 S., 1 Anl.; Wiesbaden.

Radtke, G. (2009): Beiblatt zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West – In: Kümmerle, E. & Seidenschwann, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, 1:25000, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West. – 3. Aufl.: 308 S., 43 Abb., 33 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie).

Radtke, G. (2021): Mainzer Becken. – In: Becker, R. & Reischmann, T. (eds.): Geologie von Hessen. – Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt und Geologie: 346–356, 9 Abb., 1 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

Radtke, G., Kümmerle, E. & May, T. (2018): Quarzitische Sandsteine am Wiesbadener Kureck – küstennahe tertiäre Meeresablagerungen auf paläozoischen Taunusgesteinen. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 219–230, 9 Abb.; Wiesbaden.

Radtke, G. & Martini, E. (Hrsg.) (2007): Die Bohrungen Wallau im nordöstlichen Mainzer Becken (Rotliegend, Pechelbronn-Gruppe, Bodenheim-Formation). – Geol. Abh. Hessen, **116:** 273 S., 64 Abb., 15 Tab., 17 Taf., 5 Beil.; Wiesbaden.

Reichenbacher, B. (2000): Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paläoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **222**: 1–143, 43 Abb., 5 Tab., 15 Taf.; Frankfurt a.M.

Reichenbacher, B. & Keller, T. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 2: Wiesbaden-Formation [= Untere Hydrobien-Schichten]. – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 99–122, 3 Abb., 3 Tab.; Mainz.

Rothausen, K. & Sonne, V. (1984): Mainzer Becken. – Slg. geol. Führer, **79**: 203 S., 20 Abb., 3 Tab., 47 Taf.; Stuttgart.

Sandberger, F. (1853): Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken und dessen Stellung im geologischen Systeme. – 91 S. Wiesbaden (Kreidel & Niedner).

Sandberger, F. (1858–1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. – 458 S., 85 Taf.; Wiesbaden (C. W. Kreidel's Verlag).

Schäfer, P. (1984): Zur Feinstratigraphie, Mikropaläontologie und Paläoökologie der Corbicula-Schichten in Rheinhessen (Untermiozän, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 117–156, 6 Abb., 4 Tab.; Mainz.

Schäfer, P. (2012): Mainzer Becken. Stratigraphie - Paläontologie - Exkursionen. – In: Rothe, P. (Hrsg): Slg. geol. Führer, **79**: 333 S., 21 Abb., 44 Farbfotos, 14 Tab., 20 Taf.; Stuttgart.

Schäfer, P. & Kadolsky, D. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 1: Oberrad-Formation [= Obere Cerithienschichten, oberer Teil] und Rüssingen-Formation [= *Inflata*-Schichten]. – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 73–98, 4 Abb.; Mainz.

Schäfer, P. & Kadolsky, D. (2015): Sedimentationsgeschichte der Oppenheim-Formation im Mainzer Becken und angrenzenden tertiären Senkungsgebieten. – 1. Ablagerungsbedingungen, Verbreitung, Fossilinhalt, Untergliederung. – Mainzer geowiss. Mitt., **43**: 209–240, 1 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Mainz.

Schäfer, P., Kadolsky, D., Reichenbacher, B., Schwarz, J. & Wiesner, E. (2023): Untermiozäne Fossilgemeinschaften der Wiesbaden-Formation aus einem Tertiärprofil in Mainz (Mainz-Gruppe, Mainzer Becken, Deutschland). 1. Artenbestand, Paläoökologie, feinstratigraphische Einstufung. – Mainzer geowiss. Mitt., **51**: 39–88, 3 Abb., 2 Tab.; Mainz.

Simon, K. & Prinz, H. (1960): Ein Erdrutsch am Pfeiler B der Salzbachtalbrücke Wiesbaden. – Gutachten Hess. L.-Amt Bodenforsch. (GA 5915-202): 7 S., 5 Anl.; Wiesbaden.

Schwarz, A. & Prinz, H. (1959): Baugrunduntersuchung längs der Trasse der Südumgehung Wiesbaden – Gutachten Hess. L.-Amt Bodenforsch., (GA 5915-182): 13 S., 4 Anl.; Wiesbaden.

Triebel, E. (1963): Ostracoden aus dem Sannois und jüngeren Schichten des Mainzer Beckens: 1. Cyprididae. – Senck. leth., **44**: 157–207, 12 Taf.; Frankfurt a.M.

Wenz, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 352 S.; Heidelberg (Ehring).

Wiesner, E. (1970): Das Miozän im östlichen Mainzer Becken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna. – Unveröff. Diss., J.W. Goethe-Universität: 111 S., 25 Abb., 14 Taf., 5 Anl.; Frankfurt a.M.

Witt, W. (2000): Süßwasserostracoden der miozänen Vorlandmolasse Süddeutschlands. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **40**: 109–151, 4 Tab., 5 Taf.; München.

Zell, P., Hennhoefer, D., Lenz, O.K., Stinnesbeck, W., Bohatý, J., Reichenbacher, B., Domínguez-Vázquez, G. & Schäfer, E.-M. (2023): Environmental change, mangals and the end of marine deposition in the Lower Miocene Wiesbaden Formation: A case study from the type locality at Kalkofen (State of Hesse, Germany). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **310** (1): 33–49, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

9 Anhang

Systematic part (english version)

During the examination of the fossil material from core D1 a new ostracod species was identified (Marx 2017: Table VII). Further investigation led to the conclusion that this ostracod species was described for the first time by Best (1974, unpublished). Only extracts from Best's dissertation have been published and without further detail concerning the ostracod which he cited in Best (1975: Tab. 3) without illustration or description. Therefore the introduction of this new species did not meet the criteria of the International Code of Zoological Nomenclature (ICZN 2000). At the request of the first author, the new species is formally described here and supplemented by further observations.

The following is the original text from Best (1974) with minor changes (e.g. illustrations).

***Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024)**

Pl. 1, Figs. 1–3 + Pl. 2, Figs. 1–4.

Derivatio nominis: Occurring at Wiesbaden = Mattiacum (lat.)

Holotype: Right valve of a ♀ ?, (Pl. 1, Fig. 1a–d)

Locus typicus: Wiesbaden-Amöneburg, Dyckerhoff quarry „Am Hambusch", in the upper layers of the profile with lignite horizons

Stratum typicum: Lower Miocene, Lower Hydrobia Beds (Wiesbaden Formation), Horizon 7a (authors' note: 6.25–8.05 m)

Paratypoids: 6 valves (Pl. 1, Figs. 2+3 and Pl. 2, Figs. 1+3) (authors' note: 4 R, 2 L)

Diagnosis: A *Eucypris* with the following special features: Anterior end of both valves much more broadly rounded than the posterior end. Posterior dorsal angle only well-developed on the right valves. Shell in dorsal view ovoid with pointed anterior end, rounded posterior end and strongly curved sides; surface densely covered with small pits.

Description: Sexual dimorphism not detectable. Greatest height in front of the mid-length, in the LV further forward than in the RV; the dorsal margin here forms an obtuse angle, whose anterior and posterior sides slope approximately equally, in the RV to a distinct, obtuse dorsal angle at the border with the posterior margin. As a result, the posterior margin of the RV is even more narrowly rounded than that of the LV. Ventral margin of the RV clearly bulging in the mouth region; less distinct in the LV, shallowly indented posteriorly.

In dorsal view, the valves appear broadly ovoid with a rounded posterior end and a pointed but not beaked anterior end; pore warts on both sides of the anterior margin. The surfaces of the valves have dense, strong small pits, which are visible on all specimens even at low magnification. The shell itself appears quite thick-shelled compared to other *Eucypris* species.

Inner margin runs at a large distance from the outer margin at the anterior and at a small distance at the posterior. Anterior vestibule approx. 5 times wider than fusion zone, which is strongly widened in the mouth region. Inner lamella bears fine striations, parallel to the margin. Marginal pore canals at anterior end numerous, simple, unbranched, in groups of 2–3, solitary at ventral margin. Scars of the central field very similar to those of *E. moguntiensis*. Selvage of the RV marginal to submarginal at the terminal ends, outer ridge distinct along the entire free shell margin, inner ridge anteriorly at a greater, posteriorly at a lesser distance from the selvage. On the LV the selvage is marginal, overlapping the RV, no outer ridge, inner ridge strongly developed.

Dimensions: **Holotype**: L = 1.00 mm, H = 0.58 mm, 1/2 W = 0.26 mm

Paratypoids: L = 0.89–1.11 mm, H = 0.51–0.64 mm, 1/2 W = 0.24–0.31 mm

Relationships: The species is most similar to *E. moguntiensis* Triebel, 1963, but differs from it by the numerous strong small pits, the thick shell and its smaller size.

Further appearance: BT 79 (Wiesbaden-Amöneburg, Dyckerhoff quarry „Am Hambusch", eastern mining area): LHB, Horizon 6b (r); UIB, Horizon 5b (r), Frankfurt, subway profile: Horizon 5d (vr).

Abbreviations:
LV = Left Valve
RV = Right Valve
vr = very rare
r = rare
Lower Hydrobia Beds (LHB) = Wiesbaden Formation
Upper *inflata* Beds (UIB) = Rüssingen Formation, upper part

Synonymy: (see Fig. 8)

1975 *Eucypris mattiacensis* n. sp. – Best: Mainzer geowiss. Mitt., **4**: pl. 3 (table), without fig.

1991 *Eucypris* sp. 1 – Krause: Geol. Abh. Hesse, **93**: tab. 1; pl. 3, fig. 32a, b.

? 2000 *Eucypris dulcifons* – Witt: Mitt. Bayer. Staatsslg. Palaeont. hist. Geol., **40**: 128, pl. 3, figs. 6–8.

2017 *Eucypris* spp. – Marx: unpubl. Master thesis: Pl. VII, fig. 5.

? 2023 *Eucypris* sp. A – Schäfer et al.: Mainzer geowiss. Mitt., **51**: fig. 5+9 (profile illustrations), without fig.

Supplementary remarks: In addition to the marginal pore canals described in Best (1974) and the pore warts on both sides of the anterior margin, the specimens show normal pore canals distributed over the entire shell. The latter are located between the small pits and are clustered on the anterior and ventral sides. There are pore warts in the area of the posterior, albeit only sporadically and less clearly developed than those on the anterior end.

In addition to the affinity to *Eucypris moguntiensis* Triebel, 1963 (Triebel 1963), the new species shows a certain similarity to *Eucypris dulcifons* Diebel & Pietrzeniuk, 1969. The latter occurs exclusively in cold period sediments of the Quaternary and is thus a corresponding climate indicator (Fuhrmann 2012). Furthermore the posterodorsal margin of *E. mattiacensis* Best n. sp. is formed slightly differently than in *E. dulcifons*. The indentation of the ventral margin is also weaker in both left and right valves than in *E. dulcifons*.

Material: The type material of Best (1974) is deposited in the microfossil collection of the HLNUG (LB 23359–23361). During a renewed inspection of the microfossil collection from Best (1974), further mostly well-preserved valves (6 LV, 3 RV, in different instar stages) of *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) were found. They were given the laboratory number 23362 in the microfossil collection of the HLNUG. New pictures of the holotype (pl. 1, fig. 1a–d), two paratypes (pl. 1, fig. 2a–d, fig. 3a–b + pl. 2, fig. 1+3) and further specimens (pl. 2, fig. 2+4) were taken (transmitted light and SEM images) due to the poor quality of the original photographs (Best 1974) (pl. 1+2). Total number of specimens: Holotype, 6 Paratypes, plus 9 valves.

Krause (1991: tab. 1; pl. 3, fig. 32a, b) recorded the new species in her diploma thesis in the Dyckerhoff quarry. In tab. 1 (p. 38) *Eucypris* sp. 1 is listed with a frequent occurrence in horizon 8 of profile 5 (south portal of the Petra tunnel, underpass of the A 66 to the northern part of the quarry), which corresponds to the basal area of the dark sequence (fig. 8). Another occurrence is only marked with a question mark (?) (profile 5, horizon 5B), which is probably located in the border area to the Rüssingen Formation. A LV (external and internal view) of the new species is illustrated on pl. 3, fig. 32a+b, with dimensions of max. L = 1.11 mm, H = 0.66 mm.

In the course of this work, *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) was found in core D1 at 25.50 m (pl. 2, fig. 6), almost two meters above the Upper *Falsocorbicula faujasii* Horizon. The stratigraphically highest occurrence in core D1 is in the Wiesbaden Formation at 6.80 m (pl. 2, fig. 5) (cf. fig. 8).

Occurrence: According to previous finds, *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) is rather rare. The observed stratigraphic distribution ranges from the base of the upper part of the Rüssingen Formation to the middle parts of the Kästrich Subformation within the Wiesbaden Formation (s. Best 1974) (fig. 8).

Ecology: Best (1974, 1975) places *Eucypris mattiacensis* Best n. sp. in Radtke & Marx (2024) together with *Eucypris moguntiensis* in the group of predominantly limnic ostracods.

Quantity (this work): 3 RV, 1 LV.

Geol. Jb. Hessen **141**: 159–167, 2 Abb., 1 Tab., 1 Tafel; Wiesbaden 2024

Henning Uffenorde[1] & Gudrun Radtke[2]

Neue Ostracoden (Crustacea, Trachyleberididae) aus der Mittleren Pechelbronn-Formation Hessens (ZFB, Unteroligozän, Mainzer Becken)

Kurzfassung

Das marin bis polyhalin beeinflusste Unteroligozän (Mittlere Pechelbronn-Formation) des nördlichen Oberrheingrabens und des Mainzer Beckens enthält eine Reihe von Ostracoden aus der Familie der Trachyleberididae Sylvester-Bradley 1948. Sie stammen aus der Bohrung Wallau B98-BK5 östlich von Wiesbaden. Sie sind bei den zusammenfassenden Ergebnissen der Bohrung in offener Nomenklatur gelassen worden (Griessemer, Uffenorde & Radtke 2007: Beil. 4). Es werden die beiden Arten *Oertliella (Horrificiella) wallauensis* n. sp. und *Oertliella (Horrificiella) colini* n. sp. beschrieben und ihr Paläomilieu diskutiert.

Abstract

Representatives of the family Trachyleberididae Sylvester-Bradley 1948 have been found in marine to polyhaline parts of the Early Oligocene (Middle Pechelbronn Formation) of the Upper Rhine Graben and the Mainz Basin, which were left in open nomenclature in the first summarizing publication on borehole Wallau B98-BK5 (Griessemer, Uffenorde & Radtke 2007: Beil. 4). The two new species *Oertliella (Horrificiella) wallauensis* n. sp. and *Oertliella (Horrificiella) colini* n. sp. are described and their paleo milieu are discussed.

Inhalt

1	Einleitung	160
2	Material und Methoden	161
3	Taxonomie (H. Uffenorde)	162
4	Ergebnisse und Schlussfolgerungen	166
5	Schriftenverzeichnis	166

[1] Dr. H. Uffenorde (†), ehem. Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidt-Str. 3, D-37077 Göttingen

[2] Dr. Gudrun Radtke, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden; E-Mail: gudrun.radtke@hlnug.hessen.de, radtke-gudrun@t-online.de

1 Einleitung

Mit der Forschungsbohrung Wallau B98-BK5 und der Bohrung W07 wurden zuvor unbekannte Schichtenfolgen mit einer 143 m mächtigen Abfolge der Pechelbronn-Gruppe erschlossen (Untere, Mittlere und Obere Pechelbronn-Formation; Obereozän bis Unteroligozän) (MARTINI & RADTKE 2007: Abb. 2). Im Liegenden sind paläozoische Rotliegend-Sedimente – im Hangenden wenige Meter der Bodenheim-Formation erbohrt worden.

Die Bohrungen wurden umfangreich untersucht und die Ergebnisse zusammenfassend in einem ganzen Band der Geologischen Abhandlungen Hessen veröffentlicht (Geol. Abh. Hessen 116: RADTKE & MARTINI 2007). RADTKE et al. (2007) haben darin die Bohrkerne lithologisch und sedimentologisch detailliert beschrieben. Insbesondere auffällig ist der außergewöhnliche Fossilreichtum der Mittleren Pechelbronn-Formation, in der auch die 1. Ingression im Unteroligozän in den Oberrheingraben dokumentiert ist. Die Sedimente der Mittleren Pechelbronn-Formation konnten in drei weitere Fossilzonen untergliedert werden (Zone fossilifère à *Mytilus* (ZFM) / Zone fossilifère à Bryozoaires (ZFB) / Zone fossilifère à Hydrobies (ZFH) (von unten nach oben).

Die Mittlere Pechelbronn-Formation ist bekannt für ihren Fossilreichtum und hat vormals dafür die Bezeichnung „Versteinerungsreiche Zone“ erhalten (FÖRSTER 1909, GIGNOUX & HOFFMANN 1920). Die Ostracoden in diesem Bereich besitzen eine große Formenvielfalt und ermöglichen im nördlichen Oberrheingraben bzw. im nordöstlichen Mainzer Becken eine Untergliederung in fünf Ostracoden-Zonierungen (GRIESSEMER et al. 2007), die auch in der Tongrube Nackenheim südlich Mainz ausgehalten wurden (GRIESSEMER 2002). Auch bis in den südlichen Oberrheingraben sind die Zonierungen zu verfolgen (PIRKENSEER & BERGER 2005). Sie zeigen eine Entwicklung von marin über marin-brackisch zu einem limnisch-brackischen Ablagerungsmilieu auf und enden hier. Aus dem südlichen Oberrheingraben haben PIRKENSEER & BERGER (2005) eine sich daran anschließende noch jüngere Ostracoden-Zonierung beschrieben (s.a. GRIESSEMER et al. 2007: Abb. 2).

Eine weitere umfangreiche Untersuchung an Ostracoden aus dem östlichen Rand des Oberrheingrabens durch OHMERT (2017) zeigt ebenfalls eine große Artenvielfalt in diesem marin beeinflussten Abschnitt des Unteroligozäns auf.

Aus der Familie der Trachyleberididae SYLVESTER-BRADLEY 1948 werden hier zwei neue Arten behandelt, die bei der Arbeit von 2007 noch in offener Nomenklatur genannt wurden (GRIESSEMER et al. 2007: Beil. 4: *Trachyleberis* sp. 1 + 2). Sie sind im basalen und im obersten Bereich des Ostracodenbereichs 2 (OB2) in der Bohrung Wallau B98-BK5 zu finden (s. Abb. 2).

Die Sedimente der Mittleren Pechelbronn Formation sind gekennzeichnet durch einen Wechsel von dünnbankigen Mergeltonen und geringmächtigen Schwarzpeliten. Eine mehr oder weniger deutlich geschichtete, feinlaminierte Ausbildung mit nur niedrigem Karbonatgehalt zeichnet die Mergeltone bzw. karbonatischen Tone aus. Im unteren Abschnitt sind neben diesen auch kalkfreie Tone zu finden (Abb. 2).

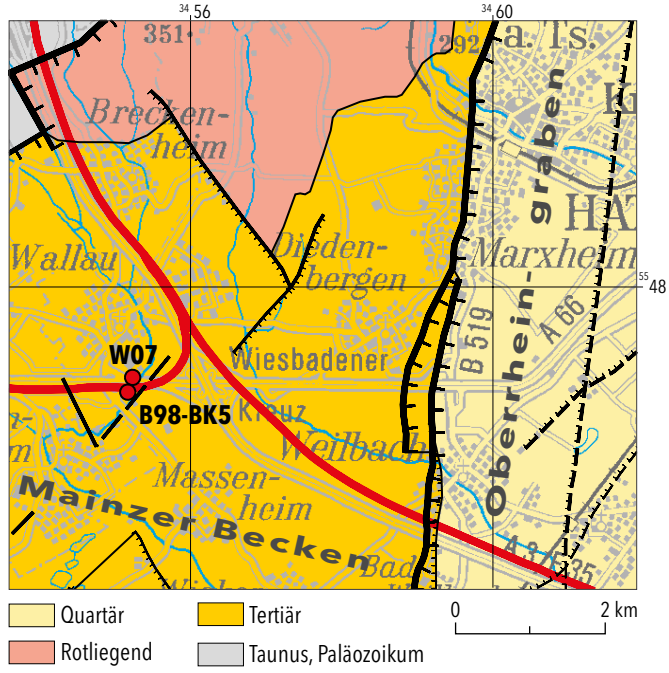


Abb. 1. Ausschnitt aus der Geologischen Karte (GÜK 300, Geologische Übersichtskarte 1:300000, dig. Ausgabe) mit der Lage der Bohrung Wallau an der Abzweigung Wiesbaden der ICE-Neubaustrecke Köln-Rhein/Main (in rot).

Im oberen Teil der Zone à *Mytilus* (ZFM) belegen verschiedene Fossilfunde, u. a. Foraminiferen und Ostracoden, die erste marine Ingression im Unteroligozän in den nördlichen Oberrheingraben bzw. in das nordöstliche Mainzer Becken. Ein Bolboformen-Horizont von nur geringer Mächtigkeit (84,05–84,00 m), korrelierbar mit Horizonten aus dem mittelhessischen Borken (GRIESSEMER 2002), zeugt von der Richtung der Meeresverbindung aus der Paläo-Nordsee und weiter Richtung Süden (MARTINI & RADTKE 2007: Abb. 9, OHMERT 2017). Dieser Bolboformen-Horizont (GRIMM et al. 2007) zeigt die höchste Marinität innerhalb des Rupelium 1 Transgressionsgeschehens auf (= Ru1 Transgressive Systems Tract 2, TST2) (s. GRIESSEMER et al. 2007: Abb. 2, Beil. 4). Im darauffolgenden Highstand System Tract (HST) Parasequenz 1 beginnt bei ca. 82,00 m die Zone à Bryozonaires (ZFB). Hier, in zwei eng begrenzten Teufenbereichen an der Basis sowie am Top des Ostracodenbereichs 2 (81,45–81,50 m und 76,05–77,00 m) bzw. im Übergangsbereich zum Ostracodenbereich 3 (OB3) – sind die neuen Ostracoden-Arten entdeckt worden, welche Gegenstand dieser Arbeit sind.

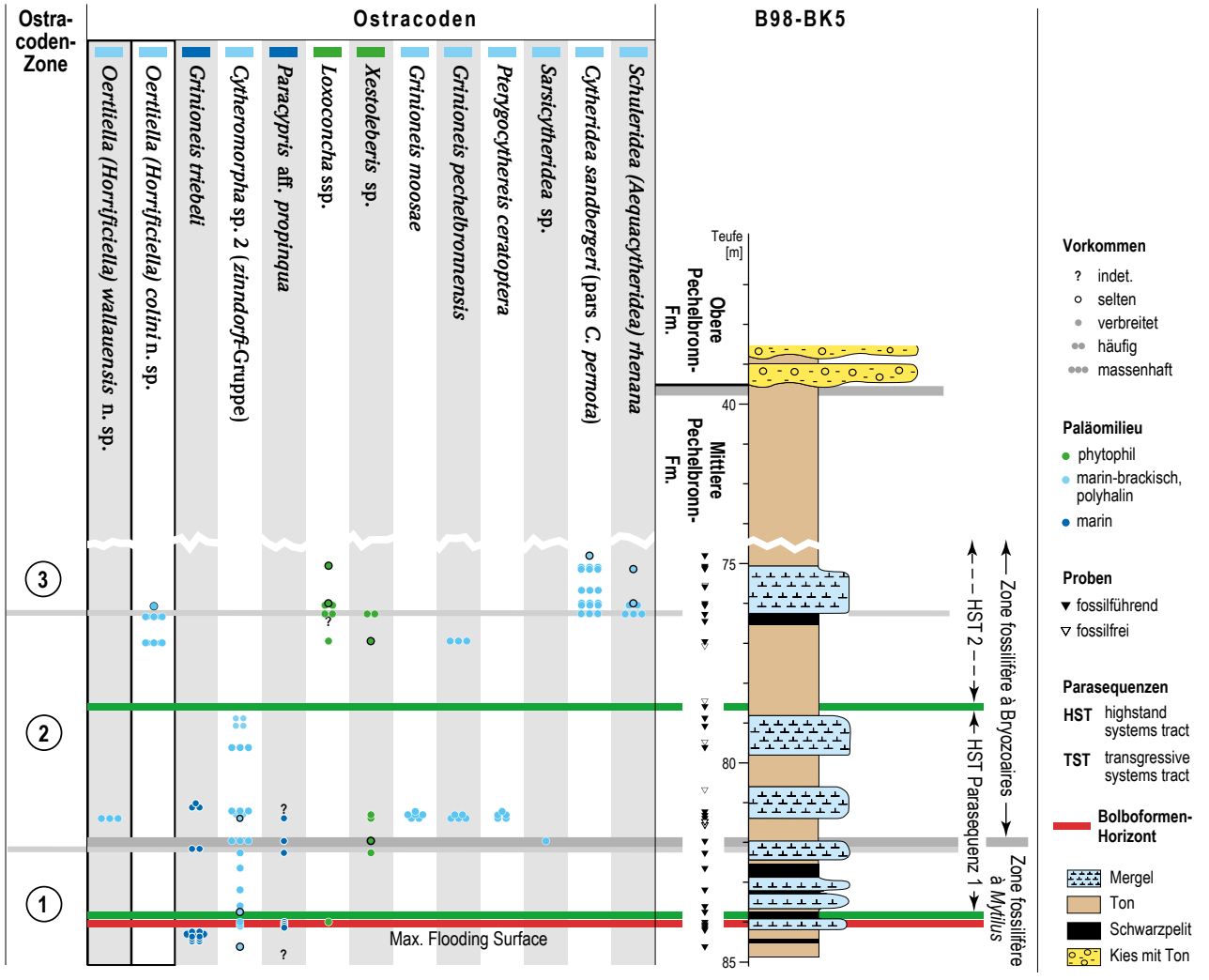


Abb. 2: Rechts: Ausschnitt aus dem Profil Wallau B98-BK5, unterer Teil der Mittleren Pechelbronn-Formation, Zone fossilifère à Bryozoaires (ZFB) (aus GRIESSEMER et al. 2007: Beil. 4, verändert).
Links: Relative Häufigkeit der beiden neuen Arten von *Oertliella (Horrificiella)* und Auswahl wichtiger Begleitfauna aus dem entsprechenden Profilabschnitt.

2 Material und Methoden

Die vier Proben mit den neuen Arten stammen aus der Wallau Bohrung B98-BK5 des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG), die östlich von Wiesbaden abgeteuft wurde (Bl. 5916 Hochheim am Main, R 34 55 234, H 55 46 705 [Gauß-Krüger], 50°3'17.77" = 50.054936° N Breite, 8°22'25.83" = 8.373842° E Länge [geogr. Koordinaten]) (MARTINI & RADTKE 2007). Die Proben wurden im HLNUG im mikropaläontologischen Routineverfahren mit Wasserstoffperoxid und Siebung aufbereitet und unter dem Binokular ausgelesen. Zur weiteren Identifikation wurden die Ostracoden unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) an der Universität Göttingen fotodokumentiert (UF1-10–13, UF2-7, 8, 10, 12). Die Proben sind in der Sammlung der Mikrofossil-Datenbank im HLNUG mit den Labornummern (LB-Nr.) 15511, 15513, 15927 und 15930 hinterlegt (vgl. Tab. 1).

Tab. 1. Relative Häufigkeitsverteilung der neuen Arten in der Bohrung Wallau B98-BK5

	LB-Nr.	Teufe	Anzahl der KL	RK	LK	Larven
O. colini	15927	76,05-76,10	5	1	4	
O. colini	15511	76,25-76,30	316	87	80	149
O. colini	15930	76,90-77,00	118	61	57	
O. wallauensis	15513	81,45-81,50	90	38	43	9

3 Taxonomie (H. Uffenorde)

Die Homologisierung von Skulpturmustern ist insbesondere bei den Ostracoden der Familie Trachyleberididae seit den grundlegenden Arbeiten von Liebau (1969, 1975, 1977a, b, 1991) und Benson (1972) eine international anerkannte Methode zur Erkennung und Differenzierung von Gattungen und Arten (siehe u.a. Benson 1977, Babinot 1980). Zu der speziellen Nomenklatur sei hier außer auf die genannten Arbeiten auch auf diejenige von Uffenorde, Monostori & Tóth (2012) verwiesen.

Ordnung	Podocopida G.W. Müller 1894
Unterordnung	Cytherocopina Gründel 1967
Superfamilie	Trachyleberidoidea Liebau 2005
Familie	***Trachyleberididae* Sylvester-Bradley 1948**
Unterfamilie	Thaerocytherinae Hazel 1967
Tribus	Oertliellini Liebau 1975
Gattung	*Oertliella* Pokorny 1964
Untergattung	*Horrificiella* Liebau 1975
Typusart	*Cythere horridula* Boquet 1854

***Oertliella (Horrificiella) wallauensis* n. sp.**
Taf. 1, Fig. 1–6

non 2002 *Oertliella* ? – Griessemer, Uffenorde & Radtke: 191, Beil. 4), Sichtung in der Sammlung des Forschungsinstitut Senckenberg (SMF) Frankfurt (Uffenorde)
non 2002 *Oertliella* cf. *aculeata* – Grimm et al. (ohne Abb.), Sichtung im SMF Senckenberg (Uffenorde)
v. 2007 *Trachyleberis* sp. 2 – Griessemer, Uffenorde & Radtke: Beil. 4

Derivatio nominis: nach dem Fundort, Bohrung Wallau B98-BK5 bei Wiesbaden
Holotypus: Linke Klappe, Taf. 1, Fig. 1+2 (REM-Träger 2007-UF2-07)
Paratypus: Rechte Klappe, Taf. 1, Fig. 3+4 (REM-Träger 2007-UF2-08)
Typuslokalität: Bohrung Wallau B98-BK5: TK 5916 Hochheim a.M. R 34 55 234, H 55 46 705, Radtke & Martini (2007)
Stratum typicum: Mittlere Pechelbronn-Formation, ZFB, Unteroligozän
Material: Bohrung Wallau B98-BK5: 81,45–81,50 m (LB-Nr. 15513): 38 RK (Adulte und A-1 Larven), 43 LK (Adulte und A-1 Larven), 9 KL (Larven), relative Häufigkeitsverteilung s. Abb. 2, Tab. 1
Maße: LK, L = 796 µm, H = 439 µm (Holotypus)
RK, L = 811 µm, H = 434 µm (Paratypus)

Diagnose: Eine teilweise retikulierte und bestachelte Art der Gattung *Oertliella*, Untergattung *Horrificiella*, mit antero- und posterozentraler Glättung der Schale in Außenansicht. Zu der starken Vorder- und Hinterrand-Bestachelung kommen zahlreiche flächenständige Porenkegel (= Poroconuli) und fächerartig verbreiterte Randstacheln (= Clavae) hinzu. Der Muskelhöcker (= Castrum) ist auf linker Klappe vollständig, auf der rechten Klappe rudimentär entwickelt. Die Fossae A1 bis A6, O1 in Vorderrandnähe und H2 bis H5 in Hinterrandnähe sind durch schmale Muri getrennt, die übrigen Fossae durch mehr oder weniger wulstige Muri. Die Fossae sind papillat. Die untere Seitenrippe (= Ventrolateralrippe) ist schlank und blattartig, die Ventralrippe ebenfalls blattartig, aber fragiler. Schloss kräftig amphidont.

Beschreibung: Gehäuse mit von vorgewölbten Augenhöcker nach hinten abfallendem Dorsalrand. Der Augenhöcker ist vom Vorderrand durch eine deutliche Einsenkung getrennt. Hinterer Kardinalwinkel ebenfalls markant. Vorderrand ist gleichmäßig gekrümmt (= äquikurvat), mit mehr als 17 Zähnchen. Hinterrand konkav (1/3) / konvex (2/3) mit 8–10 kräftigen Stacheln. Der admarginale Vorderrandsaum ist anteroventral blattartig erweitert und setzt sich in die blattartige Ventralrippe fort. Vor dem Steg (Murus) zwischen Grube A4 und A5 ist ein Porenkegel entwickelt (TZ9 Liebau 1975: Fig. 1 = pc59 Liebau 1991: Abb. 10). Die Fläche zwischen den Gruben A1 bis A6 und Porenkegel T7 bis T16 ist bis auf die Siebporen und die Porenkegel T6 und T15 unskulptiert. Gleiches gilt für den Kaudalbereich vor H1 bis H4. Hinter dem Augenhöcker ragt ein blattartiger, geriefter Höcker hervor. Der Bereich zwischen Augenhöcker, Porenkegel T7 und einem ebenfalls gerieften blattartigen Höcker, der wohl durch Verschmelzung von T3 und T4 entstanden ist, ist als „dépression post-oculaire“ (Babinot 1980 = post-okulare Depression) bekannt.

Ein weiterer fächerförmiger, geriefter Höcker kann mit T5 homologisiert werden. Der zentrale Muskelhöcker ist links als Castrum ausgebildet und trägt hinten einen deutlichen stumpfen Dorn (Turris, s. Taf. 1, Fig. 2). Auf der rechten Klappe (Fig. 3+4) ist ein verkleinertes Castrum mit unregelmäßig geformtem T12 entwickelt (Fig. 4). Zwischen T12 und T14 liegt ein ausgeprägter T13, der von Liebau (1975) als ein diagnostisch wichtiges Merkmal erwähnt wird. Von den 12 Gruben, die den Muskelhöcker umgeben, sind die Gruben E1 bis E9, bisweilen auch der E11 – oberhalb E 9 – rudimentär entwickelt (Fig. 3). Die schlanke Ventrolateralrippe endet mit einer leichten Einschnürung in dem ebenfalls verbreiterten Porenkegel T26 (Fig. 4). Der darunterliegende T25/2 (= T27 Liebau 1991) ist ebenfalls blattartig ausgebildet.

Das Schloss ist kräftig holamphidont. Die Mittelleiste in der LK verdickt sich nach hinten und ist feinst gezähnelt. Dieser Feinstzähnelung entspricht in der RK eine ebensolche am

dorsalen Rand der Schlossfurche. Der vordere Zahn in der RK ist höher als breit, der hintere Zahn gerundet dreieckig. Die entsprechende Zahngrube in der LK zeigt am Außenrand eine weitständige Querrippung. Die breite Kontaktfurche der RK ist dicht mit Querleistchen besetzt. Die Kontaktfurche endet am Hinterende in einer unornamentierten Höhlung mit Öffnung nach hinten. Die Schließmuskelflecken entsprechen denen der Gattung. Die Innenlamelle ist mäßig breit.

Bemerkungen und Beziehungen: Das Ornamentationsmuster ähnelt in den zentralen und marginalen Bereichen der Klappen, d.h. bis auf die durch stärkere Verkalkung geglätteten Bereiche, dem Ornamentationsschema vom Typ *Limburgina – Oertliella* im Sinne von Liebau (1977b, 1991), wie es auch von Babinot (1980) für seine neue Art *Oertliella pulchra* zugrunde gelegt wurde. Zur Charakterisierung der Schalenmerkmale von *Oertliella* Pokorny 1964 sei auf die Emendation der Gattung durch Benson (1972) verwiesen. Liebau (1975) führte die Untergattung *Horrificiella* mit mehreren, auch bei *wallauensis* beobachtbaren Merkmalen ein. Eine Höherstufung von *Horrificiella* in den Rang einer selbständigen Gattung, wie sie in Anlehnung an Babinot (1980) – ohne nähere Begründung – durch Brandão & Karanovic (2021) vorgenommen wurde, hat bereits Liebau (1991) nicht akzeptiert.

Die artspezifische Ornamentation ist bereits bei juvenilen Klappen ausgebildet (s. Taf. 1, Fig. 5).

Verbreitung: Außer an der Typuslokalität wurde die neue Art in einer Probe aus der Tongrube Rauenberg der Fa. Bott-Eder KG beobachtet (TK 25, Bl. 6718 Wiesloch, R 3476400, H 5458400 nach Grimm et al. 2002), die in der Sammlung des Forschungsinstituts Senckenberg Frankfurt (SMF) unter *Oertliella* ? (1 LK, 1 RK) bzw. *Oertliella* cf. *aculeata* (1 G, 5 LK, 2 RK, 1 Bruchstück einer LK) hinterlegt war. Sammlungsdurchsicht durch den Autor.

Oertliella (Horrificiella) colini n. sp.

Taf. 1, Fig. 7–10

non 1969 *Actinocythereis* ? – Doebl: in Mikrofossilzelle erkannt (Sichtung SGN).
non 1969 *Actinocythereis* cf. – Doebl: in Mikrofossilzelle erkannt (Sichtung SGN).
v. 2007 *Trachyleberis* sp. 1. – Griessemer, Uffenorde & Radtke: Beil. 4.

Derivatio nominis: nach dem leider zu früh verstorbenen französischen Ostracodenforscher und Industrie-Mikropaläontologen Dr. Jean-Paul Colin
Holotypus: Linke Klappe, Taf. 1, Fig. 7 (REM-Träger 2007-UF1-11)
Paratypus: Rechte Klappe, Taf. 1, Fig. 8 (REM-Träger 2007-UF1-10)
Typuslokalität: Bohrung Wallau B98-BK5. R 34 55 234, H 55 46 705, Radtke & Martini (2007)
Stratum typicum: Mittlere Pechelbronn-Schichten, ZFB, Unteroligozän
Material: Bohrung Wallau B98-BK5: 76,25–76,30 m (LB-Nr. 15.511): 80 LK, 87 RK (Adulte und A-1 Larven), 149 KL (Larven), 76,05–76,10 m (verbreitet), 76,90–77,00 m (massenhaft), relative Häufigkeitsverteilung s. Abb. 2, Tab. 1
Maße: LK, L = 813 µm, H = 467 µm (Holotypus)
RK, L = 833 µm, H = 467 µm (Paratypus)

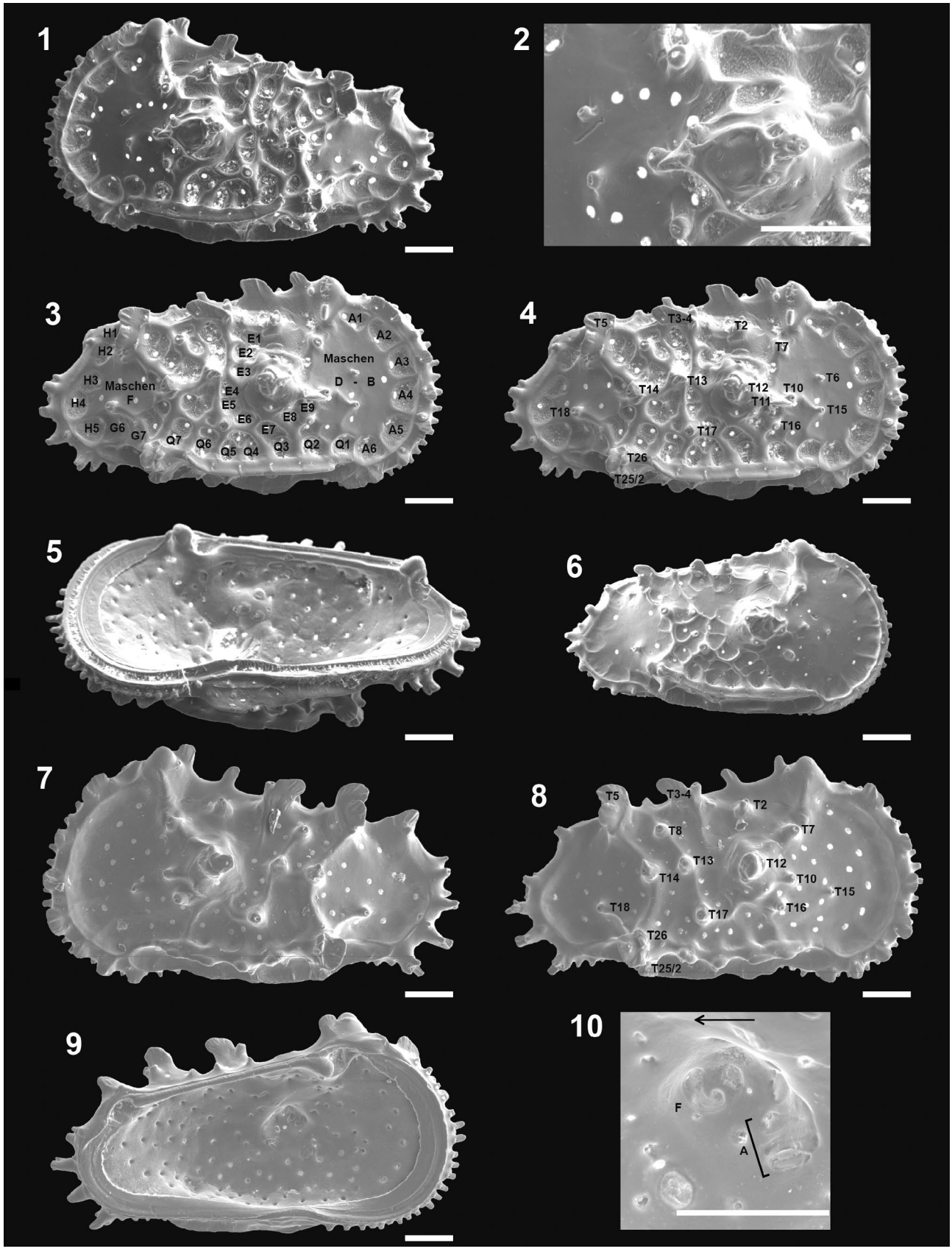
Diagnose: Eine mit kräftigen Porenkegeln und randnahen Clavae bewehrte Art von *Oertliella (Horrificiella)*. Die Ornamentation ist in allen Schalenbereichen bis auf eine rudimentäre Retikulation im Zentralbereich der Schale verschwunden. Der zentrale Muskelhöcker ist in einzelne Porenkegel aufgelöst, d.h. das Castrum ist nur rudimentär vorhanden und trägt hinten einen hohen stumpfen T12 (Turris). Castrum fehlt.

Beschreibung: Im Gegensatz zu *Oertliella (Horrificiella) wallauensis* besitzt die neue Art eine schwach ausgebildete Retikulation, die Sylvester-Bradley & Benson (1971) als „ghost reticulation", „celation" (s. auch Liebau 1977b) und Tölderer-Farmer (1985) als „forme oblitérée" (wegen der verfüllten Fossae) bezeichneten. Der zentrale Muskelhöcker ist von einem kräftigen T12 gekrönt. Wie bei *wallauensis* ist der T13 vorhanden. Die Ventrolateralrippe ist unregelmäßig knotig entwickelt. Sie läuft hinten in zwei Clavae aus, die T26 und 25/2 bzw. T27 Liebau (1991) entsprechen. Eine schwach entwickelte, wulstige Rippe zwischen dem fächerförmigen T5 und den T26 trennt den Kaudalbereich vom posterozentralen Klappenbereich. Die Rippe trägt einen kräftigen T14. Parallel dazu ist eine schwache Rippe entwickelt, der T13 aufsitzt, dorsal zum T8, ventral zum T17 verläuft. Weitere Porenconuli lassen sich mühelos mit dem Porenschema von *O. (Horrificiella) wallauensis* identifizieren (vgl. Taf. 1, Fig. 7–10).

Hinter dem deutlich vorragenden Augenhöcker schmücken 4 bis 5 Clavae den Dorsalrand. Die ca. 21 Vorderrandzähne sind zum Teil durch blattartige Costulae (Liebau 1975: Fig. 1B) verdeckt. Die Hinterrand-Bestachelung ist posteroventral mit 3 weitständigen, z.T. abgeplatteten Doppelstacheln versehen.

Wegen der geringeren Ornamentation der Klappen sind die ca. 40 Siebporen deutlicher. Sie sind etwas regelmäßiger verteilt als bei *Oertliella (Horrificiella) wallauensis.*

Bemerkungen und Beziehungen: Durch die starke Glättung der Schalenoberfläche bis auf die markanten Porenconuli (engl. „ghost reticulation", „celation"; fr. „forme oblitérée") ist die neue Art leicht von *Oertliella* (*Horrificiella*) *wallauensis* zu unterscheiden.


1
2
3
H1
H2
H3
Maschen
F
H4
H5
G6
G7
Q7
Q6
Q5
Q4
Q3
Q2
Q1
A6
A5
A4
A3
A2
A1
D - B
Maschen
E1
E2
E3
E4
E5
E6
E7
E8
E9
4
T5
T3-4
T2
T7
T6
T14
T13
T12
T10
T11
T15
T18
T17
T16
T26
T25/2
5
6
7
8
T5
T3-4
T2
T8
T7
T13
T12
T14
T10
T15
T18
T17
T16
T26
T25/2
9
10
F
A

Verbreitung: Außerhalb der Typlokalität wurde die neue Art in Proben aus der ehemaligen Tongrube Nackenheim nachgewiesen (TK 25, Bl. 6015 Mainz, R 34 51 700, H 55 31 740 nach Doebl 1969). Es handelt sich um 3 Zellen, die der Gattung *Actinocythereis* mit Fragezeichen bzw. mit cf. zugeordnet waren (1 G, 1 LK, 1 RK bzw. 4 G, 3 LK, 3 RK) und sich in der Sammlung des Forschungsinstituts Frankfurt befinden. Sammlungsdurchsicht durch den Autor.

Bemerkungen zur Familie Trachyleberididae

In der Bohrung Wallau B98-BK5 fanden sich weitere Vertreter der Trachyleberididae Sylvester-Bradley 1948:

- *Grinioneis triebeli* (Stchepinsky 1960), die eingehend von Griessemer (1990) bearbeitet und zu *Grinioneis* Liebau 1975 gestellt wurde.
- *Lienenklausicythere camela turbida* (Moos 1968) sowie *Lienenklausicythere* n. sp. A aff. *Lienenklausicythere camela* (Moos 1965) wurden bereits in Uffenorde et al. (2012) dargestellt.
- Ostracoda incertae sedis Brandão (2015). *Grinioneis* Liebau 1975. – Brandão et al. (2015)
- *Grinioneis* Liebau 1975
- *Grinioneis pechelbronnensis* Griessemer 1990
  1990 *Grinioneis pechelbronnensis* – Griessemer
  2007 *Grinioneis pechelbronnensis* Griessemer 1990. – Griessemer et al.: 182, Taf. 1, Fig. 2.

Bemerkungen: Die Art ist an einer deutlichen Verengung der Grübchen (Retikulum) durch ein bis drei, ein- bis zweispitzige Dörnchen (trifoile Celation) gekennzeichnet.

⇦ **Tafel 1**

Zwei neue *Oertliella*-Arten aus der Bohrung Wallau B98-BK5

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen (REM), Maßstab: 100 µm

Fig. 1-6 *Oertliella (Horrificiella) wallauensis* n. sp.
Teufe: 81,45–81,50 m, LB-Nr. 15513.

Fig. 1. Holotypus, LK (Linke Klappe), UF2-07.
Fig. 2. Detail Fig. 1, Zentralhöcker (Castrum).
Fig. 3–4. Paratypus, RK, UF2-08.
Fig. 3. Bezeichnung der Maschen (Fossae).
Fig. 4. Bezeichnung der Porenkegel (Conuli).
Fig. 5. Paratypus, RK, Innenansicht. UF2-10.
Fig. 6. Juvenile RK (A-1 Stadium), UF2-12.

Fig. 7-10 *Oertliella (Horrificiella) colini* n. sp.
Teufe: 76,25–76,30 m, LB-Nr. 15511.

Fig. 7. Holotypus, LK, UF1-11.
Fig. 8. Paratypus, RK, Bezeichnung der Porenkegel (Conuli), UF1-10.
Fig. 9. LK. Innenansicht, UF1-12.
Fig. 10. RK. Innenansicht, Detail: Zentrales Muskelfeld: UF1-13.
A = Adduktormuskelflecken, F = Fulkralfleck, Pfeil weist Richtung Vorderseite.

4 Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Aus der klassischen „Zone fossilifère à Bryozoaires“ (ZFB) und, genauer betrachtet, dem Ostracodenbereich 2 (OB2) bzw. aus dem Übergang zu Ostracodenbereich 3 (OB3) der Mittleren Pechelbronn-Formation (Griessemer et al. 2007) werden aus der Bohrung Wallau B98-BK5 zwei neue Ostracoden-Arten beschrieben. *Oertliella* (*Horrificiella*) *wallauensis* n. sp. kommt zwar nur in einer Probe in Teufe 81,45–81,50 m vor, dort aber massenhaft und weitaus häufiger als bisher dokumentiert (Griessemer et al. 2007: Beil. 4). Die Fundschicht liegt 2,50 m über dem Bolboformen-Horizont (Grimm, Radtke & Spiegler 2007) im mittleren Teil der HST Parasequenz 1 (Griessemer, Uffenorde & Radtke 2007: Beil. 4), der die höchste Marinität im Ablagerungsraum anzeigt. Im Teufenbereich der neuen Art kommen neben marinen (*Grinioneis triebeli*, *Paracypris* aff. *propinqua*), auch vermehrt polyhalines Milieu bevorzugende Ostracoden-Arten vor wie *Cytheromorpha* sp. 2 (*zinndorfi*-Gruppe), *Grinioneis moosae, G. pechelbronnensis* und *Pterygocythereis ceratoptera* (vgl. Abb. 2).

Oertliella (*Horrificiella*) *colini* n. sp. lässt sich in drei verschiedenen Horizonten nachweisen. In den beiden unteren Horizonten (77,00 m und 76,25 m), die im obersten Abschnitt des OB2 liegen, ist sie jeweils massenhaft vertreten. Nach oben hin zum obersten Horizont (76,05 m), schon in OB3 gelegen, sind nur noch sehr wenige Exemplare zu finden (vgl. Tab. 1, Abb. 2).

Alle Horizonte sind dem unteren Teil der HST Parasequenz 2 zuzuordnen (vgl. Abb. 2). Begleitet wird die *Oertliella* (*Horrificiella*) *colini* n. sp. ebenfalls - wie *Oertliella* (*Horrificiella*) *wallauensis* n. sp. - von massenhaft vorkommenden polyhalinen Arten wie *Schuleridea (Aequacytheridea) rhenana* und *Cytheridea sandbergeri*, untergeordnet auch von *Sarsicytheridea* sp. Auffallend ist das Auftreten von phytophilen Vertretern der Gattungen *Xestoleberis* und *Loxoconcha* im unteren und obersten Bereich des OB2. *Xestoleberis*, alleiniger Vertreter im basalen Bereich mit *O. wallauensis* n. sp., kommt zusammen mit *Loxoconcha* als Vertreter in beiden Bereichen vor, wobei ein häufigeres Auftreten der Letzteren im obersten Abschnitt des OB2 festzustellen ist.

In Abb. 2 sind Vorkommen und Verbreitung der Ostracodenfauna mit Einordnung in das jeweilige Paläomilieu im Untersuchungsgebiet dargestellt. Auch das bevorzugte Paläomilieu der zwei neuen Arten wird hier ermittelt. Der Ablagerungsraum bei *O. wallauensis* n. sp., zuvor aus dem marinen Bereich kommend, zeigt nur zwei marine Arten auf (Häufigkeit: nur verbreitet). Ansonsten dominieren polyhaline Arten in massenhaftem Vorkommen (vgl. Abb. 2).

Beim sich nach oben anschließenden Vorkommen von *O. colini* n. sp., mit seinen drei aufeinanderfolgenden Horizonten ist keine marine Art mehr zu finden. Stattdessen dominieren wie bei *O. wallauensis* n. sp. hier vier polyhaline Arten massenhaft. Phytophile Arten treten hier, anders als bei *O. wallauensis* n. sp., etwas häufiger auf.

OB2 weist mit seinen HST, Parasequenzen 1+2 auf eine Verflachung des Ablagerungsraums hin, der immer weniger marin beeinflusst wird. Daneben zeigen die Gattungen *Xestoleberis* und *Loxoconcha* einen immer mehr vom Phytal (Algen + Seegras) beeinflussten Sedimentationsraum an (Griessemer et al. 2007, Grimm et al. 2007).

Zusammenfassend kann aus diesen Befunden geschlossen werden, dass die beiden neuen Arten ein polyhalines Paläomilieu bevorzugt haben.

Danksagung: Unser Dank gilt Herrn J. Dengler (ehemals HLNUG, Wiesbaden) für die Präparation des Probenmaterials mit exzellenter Auslese. Herr Dr. T. Heinrichs (GZG, Göttingen) half bei den rasterelektronischen Aufnahmen (REM). Für Vergleichsmaterial sind wir Herrn Prof. A. Lord (Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum, Frankfurt a.M.) dankbar. Herrn Jan Marx (HLNUG) danken wir für die Unterstützung bei der Tafelerstellung und bei der kritischen Durchsicht des Manuskripts.

5 Schriftenverzeichnis

Babinot, J.-F.P. (1980): Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. – Trav. Lab. géol. hist. paléont., **10** (1): Systématique. – 289 p., Atlas: 53 pls.; Marseille.

Brandão, S.N., Angel, M.V., Karanovic, I., Parker, A., Perrier, V., Sames, B. & Yasuhara, M. (2015): World Ostracoda Database. – World Register of Marine Species at: http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=771254 on 2015-11-10.

Brandão, S.N. & Karanovic, I. (2021): World Ostracoda Database. *Horrificiella* Liebau, 1975. – World Register of Marine Species at: http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetail&id=771257 on 2021-11-12.

Benson, R.H. (1972): The *Bradleya* problem, with descriptions of two new psychrospheric ostracode genera, *Arenocythere* and *Poseidonamicus* (Ostracoda: Crustacea). – Smithson. Contrib. Paleobiol, **12**: 1–138, 67 figs., 4 tabs., 14 pls.; Washington D.C.

Benson, R.H. (1977): Evolution of *Oblitacythereis* from *Paleocosta* (Ostracoda: Trachyleberididae) during the Cenozoic in the Mediterranean and Atlantic. – Smithson. Contrib. Paleobiol., **33**: 1–47, 11 figs., 4 pls.; Washington D.C.

Doebl, F. (1969): Ein Oberflächenaufschluss in den Pechelbronner Schichten (Sannois) bei Nackenheim (Westliches Mainzer Becken) (Vorläufige Mitteilung). – Oberrh. geol. Abh., **18**: 47–51, 1 Abb.; Karlsruhe.

Förster, B. (1909): Vorläufige Mitteilung über die Ergebnisse der Untersuchung der Bohrproben aus den seit 1904 im Gange befindlichen Tiefbohrungen im Oligozän des Ober-Elsaß. – Mitt. geol. L.-Anst. Elsaß-Lothr., **7** (1): 127–132; Straßburg.

Gignoux, M. & Hoffmann, C. (1920): Le bassin pétrolifère de Pechelbronn (Alsace). – Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., **1** (1): 1–46, 3 figs., 3 pls.; Strasbourg.

Griessemer, T.W. (1990): *Grinioneis pechelbronnensis* n. sp., eine neue Ostracoden-Art aus den Mittleren Pechelbronn-Schichten des Mainzer Beckens (Ostracoda, Paläogen, SW-Deutschland). – Mitt. POLLICHIA, **77**: 125–132, 2 Taf.; Bad Dürkheim.

Griessemer, T.W. (2002): The Bolboforma signal – a distinct level for correlating Lower Oligocene deposits (NP 22), the Melania Clay Formation of Northern Hesse (Hessian Depression) with the Middle Pechelbronn Formation of the Mainz Basin (Rhineland-Palatinate, Germany). – In: Gürs, K. (ed.): Northern European Cenozoic Stratigraphy. – Proc. 8th Biann. Meet. RCNNS/RCNPS: 57–66, 6 figs., 1 pl.; Flintbek.

Griessemer, T.W., Uffenorde, H. & Radtke, G. (2007): Die Ostracoden der Mittleren Pechelbronn-Schichten (Unter-Oligozän) in der Bohrung Wallau B98-BK5 (nordöstliches Mainzer Becken). – Geol. Abh. Hessen, **116**: 173–192, 3 Abb., 1 Taf., Beil. 4; Wiesbaden.

Grimm, K.I., Grimm, M.C., Köthe, A. & Schindler, T. (2002): Der „Rupelton" (Rupelium, Oligozän) der Tongrube Bott-Eder bei Rauenberg (Oberrheingraben, Deutschland). – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **237**: 229–253, 7 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a.M.

Grimm, K.I., Radtke, G. & Spiegler, D. (2007): Foraminiferen und Bolboformen aus den Mittleren Pechelbronn-Schichten (tiefes Unter-Oligozän) der Bohrung Wallau B98-BK5. – Geol. Abh. Hessen, **116**: 157–171, 1 Abb., 2 Taf., Beil. 3; Wiesbaden.

Liebau, A. (1969): Homologisierende Korrelation von Trachyleberididen-Ornamenten (Ostracoda, Cytheracea). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1969** (7): 390–402; Stuttgart.

Liebau, A. (1975): Comment on suprageneric taxa of the Trachyleberididae s. n. (Ostracoda, Cytheracea). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**: 353–379, 3 figs.; Stuttgart.

Liebau, A. (1977a): Homologous sculpture patterns in Trachyleberididae and related ostracods. – 93 pp.; Washington [Smithsonian Institution/National Science Foundation, Nolit Publishing House, Belgrade].

Liebau, A. (1977b): Carapace ornamentation of the Ostracoda Cytheracea: Principles of evolution and functional significance. – In: Löffler, H. & Danielopol, D. (eds.): Aspects of ecology and zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda. Proceedings of the 6th International Symposium on Ostracods, Saalfelden (Salzburg), July 30–August 8, 1976. – 107–120, 2 pls. [Junk Publs., The Hague].

Liebau, A. (1991): Skulptur-Evolution bei Ostrakoden am Beispiel europäischer „Quadracytheren". – Geol. Paläont. Westf., **13**: 1–395, 103 Abb., 8 Tab., 95 Taf.; Münster.

Martini, E. & Radtke, G. (2007): Die Bohrungen Wallau im nordöstlichen Mainzer Becken (Rotliegend, Pechelbronn-Gruppe, Bodenheim-Formation) – Einführung und Synthese. – Geol. Abh. Hessen, **116**: 7–36, 10 Abb., 1 Tab., Beil. 1; Wiesbaden.

Ohmert, W. (2017): Mikrofaunen der "Versteinerungsreichen Zone" (Mittlere Pechelbronn-Formation, Unter-Oligozän), ihre stratigraphische und regionale Verteilung am östlichen Oberrheingraben-Rand (Südwestdeutschland). – Zitteliana, **89**: 39–111, 2 Abb., 8 Tab., 11 Taf.; München.

Pirkenseer, C. & Berger, J.-P. (2005): The Southern Upper Rhinegraben (SURG) Paleogene and its ostracofauna. – http://www.userpage.fu-berlin.de/~palaeont/iso15/pdfs/pirkenseer.pdf

Radtke, G., Lippmann, R. & Gaupp, R. (2007): Neues Vorkommen der Pechelbronn-Gruppe im Mainzer Becken (Ober-Eozän – tiefes Unter-Oligozän, Deutschland) – Lithologie und Sedimentologie der Bohrungen Wallau B98-BK5 und W07. – Geol. Abh. Hessen, **116**: 37–72, 17 Abb., Beil. 2; Wiesbaden.

Radtke, G. & Martini, E. (Hrsg.) (2007): Die Bohrungen Wallau im nordöstlichen Mainzer Becken (Rotliegend, Pechelbronn-Gruppe, Bodenheim-Formation). – Geol. Abh. Hessen, **116**: 273 S., 64 Abb., 15 Tab., 17 Taf., 5 Beil.; Wiesbaden.

Sylvester-Bradley, P.C. & Benson, R.H. (1971): Terminology for surface features in ornate ostracodes. – Lethaia, **4**: 249–286; 48 figs.; Oslo.

Tölderer-Farmer, M. (1985): Causalité des variations morphologiques de la carapace chez les ostracodes. Essai d'interprétation sur des populations actuelles et fossiles. – Thèse de Doctorat, Université Bordeaux I, **2099**: 1–285; Talence.

Uffenorde, H., Monostori, M. & Tóth, E. (2012): The *acuticosta*-group (Ostracoda, Cytheroidea) in the Mid-European Eocene and Oligocene, with description of *Lienenklausicythere* n. gen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **266** (3): 337–358, 11 figs.; Stuttgart.

Geol. Jb. Hessen **141**: 169–196, 9 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2024

Kerstin Bär[1] & Charlotte Redler[2]

Vulkanische Strukturen am Ortsrand von Bad Salzhausen – ein Beitrag zur Geologie des südwestlichen Vogelsbergs

Kurzfassung

Das untersuchte Profil befindet sich am Ortsrand von Bad Salzhausen im südwestlichen Teil des Vulkangebiets Vogelsberg. Geologisch liegt das Profil am Rand eines kleinen Horstes, der durch das Auftreten prävulkanischer Sedimente charakterisiert ist. Bedingt durch die Lage in einer Baugrube, war der Aufschluss nur zeitlich begrenzt zugänglich. Das von Südwest nach Nordost orientierte Profil beinhaltet eine komplexe Abfolge, die basaltische Lava und explosiv geförderte Vulkaniklastika umfasst. Durch letztere verläuft eine ausgeprägte Diskordanz. Bei der basaltischen Lava handelt es sich genaugenommen um Basanit, der überwiegend einen deutlich erkennbaren Sonnenbrenner aufweist. Auffällig ist das vollkommene Fehlen von Mantelxenolithen („Olivinknollen"). Vorhandene Basis- und Randbrekzien zeigen, dass es sich um einen ehemaligen Aa-Lavastrom handelt. Direkt nordöstlich des Lavastroms schließt im Liegenden ein geringmächtiges Schlackenagglomerat an, das den Übergang zu geschichteten Aschen- und Lapillilagen markiert. Die Schichten zeigen eine unterschiedlich gute Sortierung. Hier kann von Base Surge- und Fallablagerungen ausgegangen werden. Die geschichteten Aschen und Lapilli bilden einen Kraterwall. Es folgt nordöstlich der Diskordanz eine Tuffbrekzie mit vulkanischen Blöcken von sehr variabler Größe. Die Tuffbrekzie wird als Kraterfüllung interpretiert, die Diskordanz als Kraterrand. Mehrere Schollen sind angrenzend zur Diskordanz nach NE hin in den Krater gerutscht. Die Tuffbrekzie und die geschichteten Aschen und Lapilli sind das Resultat phreatomagmatischer Eruptionen, die einen Maarkrater mit Kraterwall bildeten. Gegen Ende der hochexplosiven Eruptionen erfolgte ein Wechsel des Eruptionstyps, so dass Schlacken gefördert wurden. Danach floss der oben beschriebene Lavastrom außerhalb des Maarkraters und frittete die Vulkaniklastika im Kontaktbereich, was zu einer intensiven Rotfärbung dieser Gesteine führte.

Abstract

The studied geological profile at Bad Salzhausen is located in the southwest of the volcanic area of the Vogelsberg. It is situated at the boundary of a small horst, characterized by pre-volcanic sediments. The outcrop itself was only present for a short time as it was part of a building pit. From southwest to northeast the geological profile consists of a complex sequence of basaltic lava and volcaniclastics from an explosive eruption; the latter show a very prominent unconformity. Strictly speaking the basaltic lava is basanitic, which shows mostly the development of a so-called „Sonnenbrenner". Noticeable is the complete absence of any mantle xenolithes. The presence of base and margin breccia implies that the basaltic rocks represent a former Aa-lava flow. Northeast of the lava flow a thin scoria agglomerate follows, which forms the transition to layered ash and lapilli tuffs. These tuffs are partly well sorted and partly poor sorted, which hints to the development as base surge and fall deposit. The tuffs build a crater wall. To the northeast of the unconformity, tuff breccias with volcanic blocks of very variable sizes occur. The tuff breccia is interpreted to represent the infill of a crater with the unconformity being the crater rim. At the contact with the unconformity, some blocks are slipped towards NE into the crater. Tuff breccias and layered tuffs are the result of phreatomagmatic eruptions that formed a maar with a crater rim. At the end of the highly explosive eruptions, the eruption type changed and scoria was ejected. Afterwards the lava flow flew along the crater wall and fritted the pyroclastic rocks, which resulted in their intensive reddening.

[1] Kerstin Bär, Deutsche Vulkanologische Gesellschaft e.V., Sektion Vogelsberg, Unterdorfstr. 3, D-63667 Nidda, E-Mail: k.baer@dvg-vb.de
[2] Dr. Charlotte Redler, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden, E-Mail: charlotte.redler@hlnug.hessen.de

Inhalt

1	Einleitung	170
2	Geologische Übersicht	170
3	Profilbeschreibung [Südwest (SW) nach Nordost (NE)]	173
4	Petrographie	185
5	Geochemie	187
6	Diskussion und Interpretation	189
7	Zusammenfassung und weitergehende Interpretation	194
8	Nachtrag	195
9	Schriftenverzeichnis	195

1 Einleitung

Der Vogelsberg, das größte zusammenhängende Vulkangebiet Mitteleuropas, erstreckt sich im Zentrum von Hessen mit einer Fläche von über 2200 km^2 und einem Durchmesser von bis zu 65 km (Nesbor 2018; Abb. 1). Der Taufstein als höchste Erhebung des Vogelsbergs erreicht eine Höhe von rund 774 m. Die Basaltvorkommen des Vogelsbergs waren ehemals deutlich größer ausgedehnt. Dies zeigen unter anderem die heute isoliert liegenden Vorkommen des sogenannten Maintrapps bei Frankfurt a.M., des Landrückens bei Schlüchtern und des Alsberg Basaltplateaus (Nesbor 2018).

Am Aufbau des Vulkangebiets Vogelsberg waren zahlreiche Einzelvulkane beteiligt, die durch unterschiedliche Eruptionsmechanismen (effusiv und explosiv) entstanden sind und sich somit in Form und Erscheinungsbild unterschieden. Es handelte sich hierbei um Intraplatten-Vulkane. Alkalibasaltische und basanitische Magmen aus dem Erdmantel wurden in krustalen Magmareservoiren verändert, so dass sich eine Differentiationsreihe bis hin zu trachytischen und trachyphonolitischen Magmen entwickelte (Ehrenberg 1986, Bogaard et al. 2001, Nesbor 2018). Zusätzlich wurden tholeiitische Magmen gefördert. Die vulkanische Tätigkeit begann mit einer bimodalen Hauptphase, gefolgt von einer Phase intensiver Abtragung und einer primitiven Spätphase (Nesbor 2018). Der Vulkanismus war im Miozän vor ca. 18 bis 15 Ma aktiv (Bogaard et al. 2001, Bogaard & Wörner 2003, Nesbor 2018 und dortige Referenzen). Die Gesamtmenge des geförderten Magmas ist bis heute unbekannt. Forschungsbohrungen deuten jedoch darauf hin, dass im Hohen Vogelsberg eine vulkanische Abfolge vorhanden ist, die eine Mächtigkeit von mehr als 800 m erreicht (siehe auch Hoppe & Schulz 2001, Reischmann & Schraft 2010). Es wird angenommen, dass die Menge an gefördertem Magma erheblich über den heute noch vorhandenen 500 km^3 lag (Ehrenberg 1986). Durch nachfolgende Erosion und Überdeckung ist heute nur noch ein Teil der Förderzentren zu lokalisieren.

Generell kommen geologische Aufschlüsse im Vogelsberg nicht sehr häufig vor. Kurzzeitige Aufschlüsse, wie sie beispielsweise im Fall des hier untersuchten Aufschlusses in Bad Salzhausen (Blatt 5519 Hungen; R 34 98 366, H 55 86 613) durch Baugrunderschließungen entstehen, erweisen sich neben Bohrungen und dauerhaften Aufschlüssen als besonders bedeutsam. Sie stellen sozusagen „Puzzlestücke“ dar, die jedes für sich eine einzigartige Möglichkeit bieten, um die geologische Geschichte des Vogelsbergs genauer zu rekonstruieren und das Bild des Vulkangebiets zu vervollständigen.

2 Geologische Übersicht

Die geologische Entstehungsgeschichte des Vulkangebiets wurde in verschiedenen Publikationen ausführlich diskutiert (z. B. Nesbor 2018 und dortige Referenzen), weshalb an dieser Stelle nur ein kurzer Überblick gegeben wird.

Das Vulkangebiet des Vogelsbergs war im Miozän vor 18–15 Ma aktiv und entwickelte sich zunächst in einer flachen Fluss- und Seenlandschaft. Die Aktivität steht im Zusammenhang mit der Kollision der Afrikanischen mit der Eurasischen Platte, die zur Hebung und Auffaltung der Alpen führte. Als Reaktion hierauf bildete sich der Oberrheingraben als Spreizungszone und in einem West–Ost verlaufenden Gürtel kam es zu einer Reihe vulkanischer Aktivitäten im Känozoikum. Die Zeugen des Vulkanismus sind heute unter anderem im Kaiserstuhl, im Hegau, im Westerwald, in der Rhön, in der Niederhessischen Senke, in der Eifel und auch im Vogelsberg zu finden. Letzterer liegt in Verlängerung des Oberrheingrabens und zeigt Gesteine, die für Intraplatten-Vulkanismus typisch sind und die auf verschiedene Entstehungsprozesse zurückgeführt werden können.

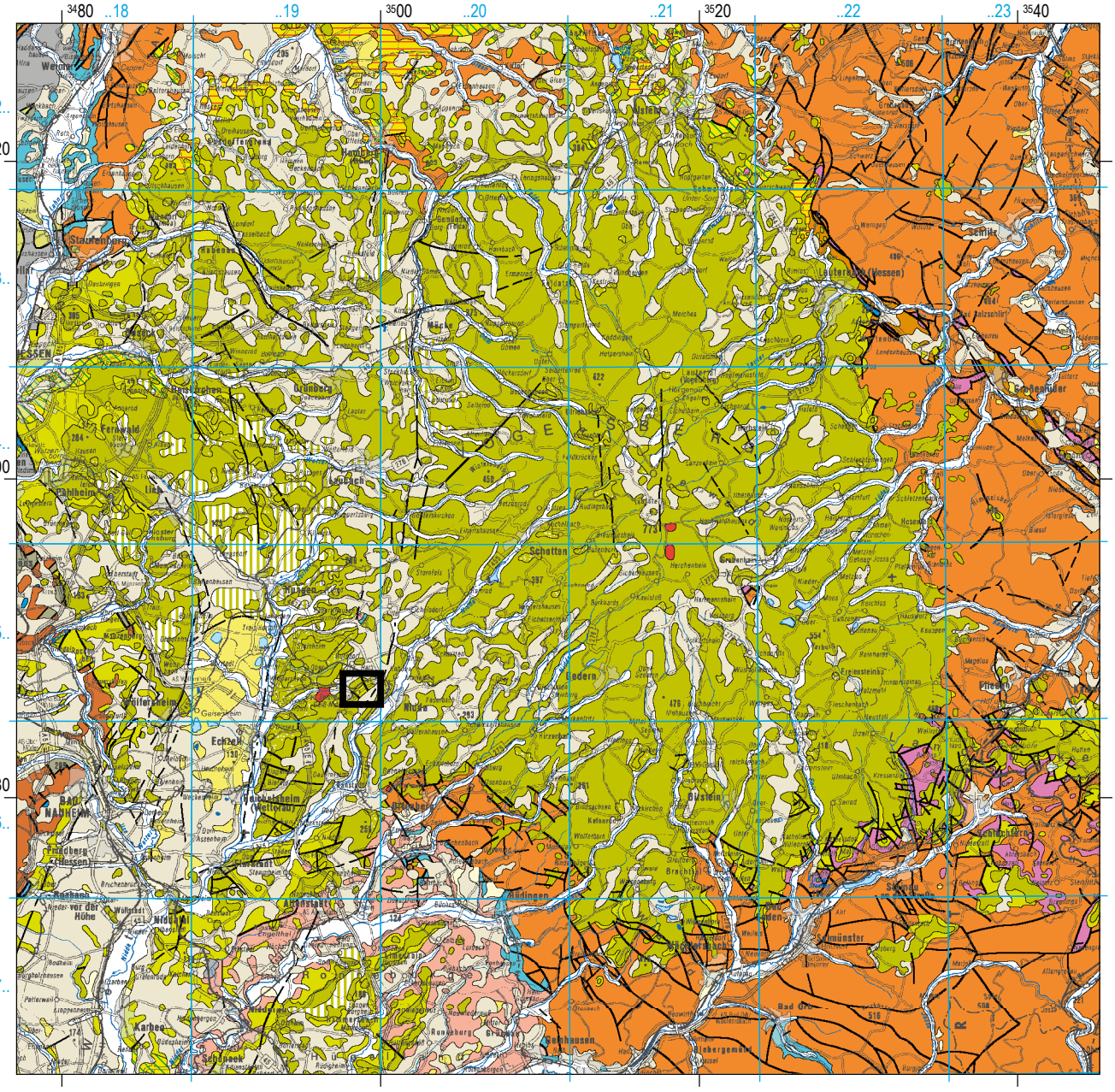


Abb. 1: Übersichtskarte des Vogelsbergs (Hessisches Landesamt für Naturschutz Umwelt und Geologie). Die Lage von Bad Salzhausen ist mit einem schwarzen Kasten markiert.

Im Zusammenhang mit dem basaltischen Vulkanismus lässt sich oft eine typische Abfolge unterschiedlicher Ausbruchsmechanismen für die einzelnen Vulkane feststellen. Das Magma, das mit einer Temperatur von ca. 1200 °C aufsteigt, kann in höheren krustalen Stockwerken in Kontakt mit Grundwasser kommen, was phreatomagmatische Explosionen auslösen kann. In diesem Fall wird ein Explosionstrichter in den Untergrund gesprengt. Das fragmentierte Magma und das brekziierte Nebengestein werden schlagartig in Form von Asche, Lapilli und Blöcken ausgeworfen. Diese phreatomagmatisch entstandenen Vulkaniklastika unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung, einschließlich des mitgeförderten Nebengesteins, sind heute im Vogelsberg als „Tuffe“ und „pyroklastische Brekzien“ anstehend. Nach dem Ende der phreatomagmatischen Tätigkeit können sich durch nachfließendes Grundwasser und durch den Eintrag von Niederschlagswasser Maarseen bilden, was teilweise auch im Vogelsberg der Fall war (Lehné et al. 2018). Diese eingesprengten Trichter reichen teilweise bis in das sedimentäre Unterlager. Dauert der Vulkanismus jedoch an und fließt im Laufe der Zeit wenig bis kein Grundwasser mehr nach oder erhöht sich die Förderrate des Magmas, ändert sich das Eruptionsverhalten. Durch eine vergleichsweise ruhige Schlackenwurftätigkeit kann sich aus Bomben, Lapilli und (untergeordnet) Aschen ein Schlackenvulkan aufbauen. Schlackenkegel können jedoch auch ohne die zuvor beschriebene Maarphase entstehen (Lorenz & Büchel 1980). Sie sind sicherlich die häufigsten Vulkantypen im Vogelsberg (Nesbor 2018). Unter fortgesetzter Magmenproduktion kann es bei geringerer Explosivität (z. B. durch Änderung der Schlotmorphologie oder des Gasgehalts im Magma) zur Bildung von Lavaseen kommen. Diese können überlaufen und Lavaströme bilden, die weit ins Vorland fließen. Dies ist im Vogelsberg geschehen. Durch sich gegenseitig überlagernde Vulkanbauten konnte im Laufe der Zeit ein komplexes Vulkangebiet entstehen (Nesbor 2011 und 2018: Abb. 2).

Für das gesamte Vulkangebiet Vogelsbergs können mehrere Phasen vulkanischer Aktivität voneinander abgegrenzt werden. Die bimodale Hauptphase ist charakterisiert durch die Förderung basaltischer (alkalibasaltische, basanitische und tholeiitische) Magmen, die aus dem Erdmantel stammen. Diese Magmen wurden aber teilweise über einen längeren Zeitraum in krustalen Magmenreservoiren modifiziert, was zu einer Differentiationsreihe führte, die bis hin zu Trachyten und Trachyphonolithen reichte (Bogaard et al. 2001, Nesbor 2011). Darauf folgte ein ca. 1 Ma andauernder Zeitraum, in der es unter subtropischen humiden Klimabedingungen zu intensiver Verwitterung und Bodenbildung (Saprolith, „Roterden“), sowie Abtragung bzw. Umlagerung kam (Schwarz 1988, Nesbor 2018). Während der darauffolgenden primitiven Spätphase wurden alkalibasaltische und basanitische Magmen direkt aus dem Erdmantel (bis zu 80–100 km Tiefe) gefördert. Die daraus entstandenen Basalte weisen oft eine hohe Anzahl von Mantelxenolithen auf, die heute charakteristisch für die Gesteine dieser Phase sind und den schnellen Aufstieg dieser Magmen aus dem Erdmantel belegen (Wittenbecher 1992, Jung & Masberg 1998, Nesbor 2018). Zum Ende der vulkanischen Aktivität veränderte sich das Klima zu trockeneren Verhältnissen, wodurch die Verwitterung nachließ (Nesbor 2018). Nach einer zuvor flächenhaften Erosion kam es im Plio- und Pleistozän zur Anlage der Täler (Wirtz 1972). Flüsse und Bäche schnitten sich in die Landschaft ein.

Entsprechend seiner Lage zwischen dem Oberrheingraben und der Niederhessischen Senke weist der Vogelsberg auch eine geotektonische Geschichte auf (Details u. a. in Kirnbauer

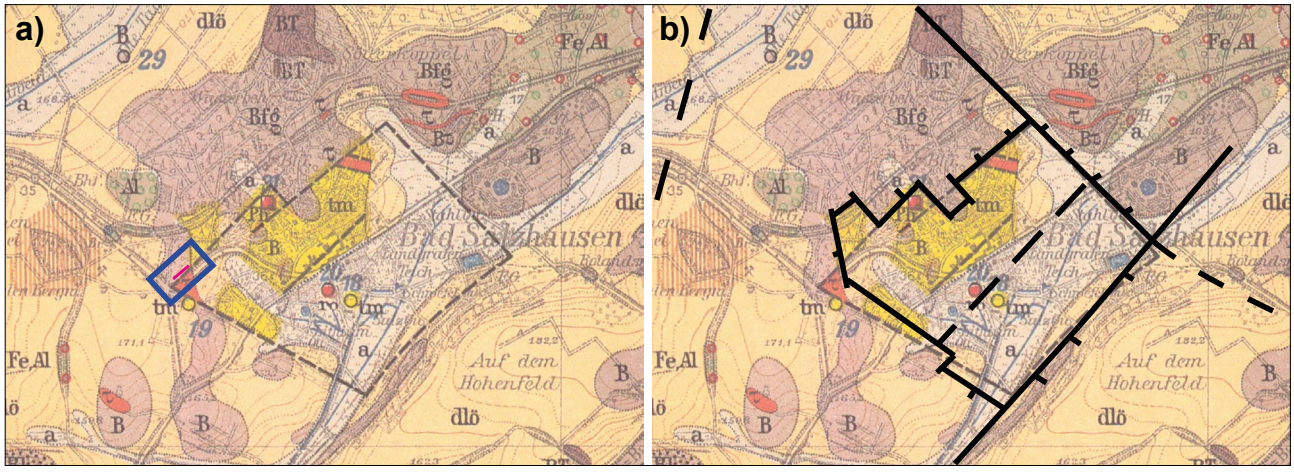


Abb. 2: Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1 : 25 000, Blatt 5519 Hungen: **a)** nach Schottler (1921) mit Lokalität des Aufschlusses (blauer Kasten und pinke Profillinie), und **b)** als geologisch-tektonische Neuinterpretation verändert nach Kirnbauer (2012). Kurzlegende (nach Schottler [1921]): tm = Miozäne Süßwasserschichten; B = Basalt; BfG = Glasreicher Feldspatbasalt; BT = Trapp; τ = Tuff; Bτ = Geschichteter Basalttuff; Ph = Phonolith; Fe und Al = Zersetzungsprodukte der Basalte, Trappe und Tuffe mit Eisenstein/Bauxit; dlö = Löss; a = Jüngste Anschwemmungen der Täler

2007 und 2012). Bereits vor der Zeit des miozänen Vulkanismus wurde die Region durch Bruchtektonik in verschiedene Gesteinsschollen zerlegt, wie zum Beispiel die Tief- und Hochschollen des Butzbacher Beckens und des Münzenberger Horstes. In den Tiefschollen liegen tertiäre Sedimente unter den Vulkaniten. Postvulkanisch bildete sich unter anderem der Horloff-Graben, der mit pliozänen und jüngeren Sedimenten gefüllt ist (Boenigk et al. 1977).

Eine großräumige Abgrenzung von Hoch- und Tiefschollen skizzieren Ehrenberg & Hickethier (1985) und stellen dabei ein sehr unterschiedliches Niveau der Basaltbasis fest. Nach deren Darstellung befindet sich Bad Salzhausen am Südende des „Horstes von Rabertshausen", der sich über etwa 5 km zwischen Nidda und Hungen in N-S-Richtung erstreckt. Dieser befindet sich innerhalb der sogenannten Hungen-Schotten-Tiefscholle. In der Tiefscholle liegt die Vulkanitbasis bei 0 m über NHN (Normalhöhennull) und darunter, im Bereich des Horstes jedoch bei 150–200 m über NHN. In Bad Salzhausen liegt die Vulkanitbasis so hoch, dass die prävulkanischen Sedimente dort, wo die Vulkanite abgetragen wurden, an der Oberfläche aufgeschlossen sind (Schottler 1921, Ehrenberg & Hickethier 1985, Kirnbauer 2012).

Der Untergrund von Bad Salzhausen und seiner Umgebung wird von Sedimentgesteinen des Rotliegenden, klastischen Sedimenten des prävulkanischen Tertiärs, sowie Vulkaniten und intravulkanischen Sedimenten des Tertiärs aufgebaut. Außerdem gibt es westlich des Ortes ein lokal begrenztes Braunkohlen-Vorkommen, das durch die „Salzhäuser Blätterkohle" Belege zum Bewuchs zur Zeit des vulkanischen Tertiärs geliefert hat (Schottler 1921, Kirnbauer 2012). Die zentrale Struktur von Bad Salzhausen wird hier formal als Horst angesehen, bei dem das prävulkanische Tertiär relativ zu den jüngeren Vulkaniten des Umfelds angehoben wurde (Abb. 2). Dieser Horst wird auf Salzhausen und dessen direktes Umfeld eingegrenzt. Er ist in SW-NE-Richtung etwa 800 m lang und hat eine Breite von 500 bis 800 m. Nach Kirnbauer (2012) handelt es sich genaugenommen um eine Inversionsstruktur, die zuerst ein Graben war und erst später ein Horst wurde. Der Bereich des Horstes mit seinen Sedimenten bildet heute ein Tal, an dessen Nordwesthang das hier untersuchte Profil liegt. Die genauen Grenzen dieser Struktur sind bisher nur teilweise geklärt. Das Profil liegt je nach Interpretation innerhalb oder knapp außerhalb bzw. genau an deren Rand (Abb. 2a und b). Dies bietet die Möglichkeit zumindest für einen Teilbereich zu klären, welche Interpretation zutrifft.

3 Profilbeschreibung (Südwest nach Nordost)

Das nicht mehr zugängliche Profil erstreckt sich über etwa 75 m Länge und weist eine Höhe von 3,5–4 m auf. Es befindet sich direkt am Ortsrand von Bad Salzhausen (heute Liebigstraße 9 und 11) und verläuft in der Ausrichtung Südwest (SW)–Nordost (NE) durch vulkanische und vulkaniklastische Gesteine (pinke Profillinie, Abb. 2a). Der Aufschluss hatte nur eine kurze Bestandsdauer und war auf ganzer Länge etwa von Dezember 2020 bis zum Beginn der Bauarbeiten im April 2021 zugänglich. Für die Dokumentation wurde die Wand von losem Material und Pflanzenbewuchs gesäubert. Eine Weitwinkel-Aufnahme von Mitte Januar 2021 gibt einen Überblick über den Aufschluss (Abb. 3a). Aus Einzelbildern vom gleichen Zeitpunkt wurde (durch N. B. Gies) eine unverzerrte Darstellung des gesamten Profils erstellt, die unter https://sketchfab.com/3d-models/baugrube01-83b15509d2c747608608f997b24ff8dc zu finden ist. Charakteristische Wandabschnitte aus diesem Gesamtprofil werden in Abb. 4 dargestellt. Andere Aufnahmen, die in Abb. 6 Teilbereiche des Profils zeigen, stammen von verschiedenen Tagen mit stark wechselnden Lichtverhältnissen.

Das Profil lässt sich grob in drei Abschnitte (Abb. 3a und b) unterteilen. Im SW (links) steht ein dunkles basaltisches Gestein an. Es wird im Folgenden vereinfachend als „Basalt" bezeichnet (nähere Details siehe Kap. 4 und 5). Dieses Gestein ist teilweise brekziiert; die nicht-brekziierten Bereiche zeigen eine ausgeprägte Klüftung und teilweise eine blasenreiche Textur. Dieser südwestliche Abschnitt erstreckt sich über eine Länge von ca. 23 m (gemessen auf halber Profil-Wandhöhe). Es folgt eine nach SW einfallenden Grenze, an die sich geschichtete Vulkaniklastika anschließen, die im Kontakt rot gefärbt sind. Dieser mittlere Profilabschnitt weist auf halber Wandhöhe ca. 17 m Länge auf. Er nimmt an der Basis der Profilwand ca. 28 m ein, im oberen Teil der Profilwand jedoch nur ca. 6 m, da diese Abfolge von Vulkaniklastika nach NE von einer nach NE einfallenden, deutlich erkennbaren Diskordanz begrenzt wird. Der nordöstliche, dritte Profilabschnitt besteht aus sehr variablem vulkanischem Lockermaterial, das sehr stark durch Verwitterung überprägt ist. Dieser nordwestliche Abschnitt hat auf halber Profil-Wandhöhe eine Länge von ca. 35 m.

Anfangs war der Boden der Baugrube vor der Profilwand im südwestlichen Teil als Fläche plan abgeschoben (wurde im Dezember 2020 überdeckt). Hier konnten die anstehenden rot gefärbten Vulkaniklastika aus dem mittleren Profilabschnitt sowie die Grenze zu den dunklen basaltischen Gesteinen des südwestlichsten Profilabschnittes von der senkrechten Profilwand durch die Fläche in Richtung Süden verfolgt werden.

Der nachfolgenden detaillierten Beschreibung liegen Klassifikationen nach Le Maitre (2002) zugrunde. Bei den klastischen Gesteinen und auch den Klasten selbst besteht aller-

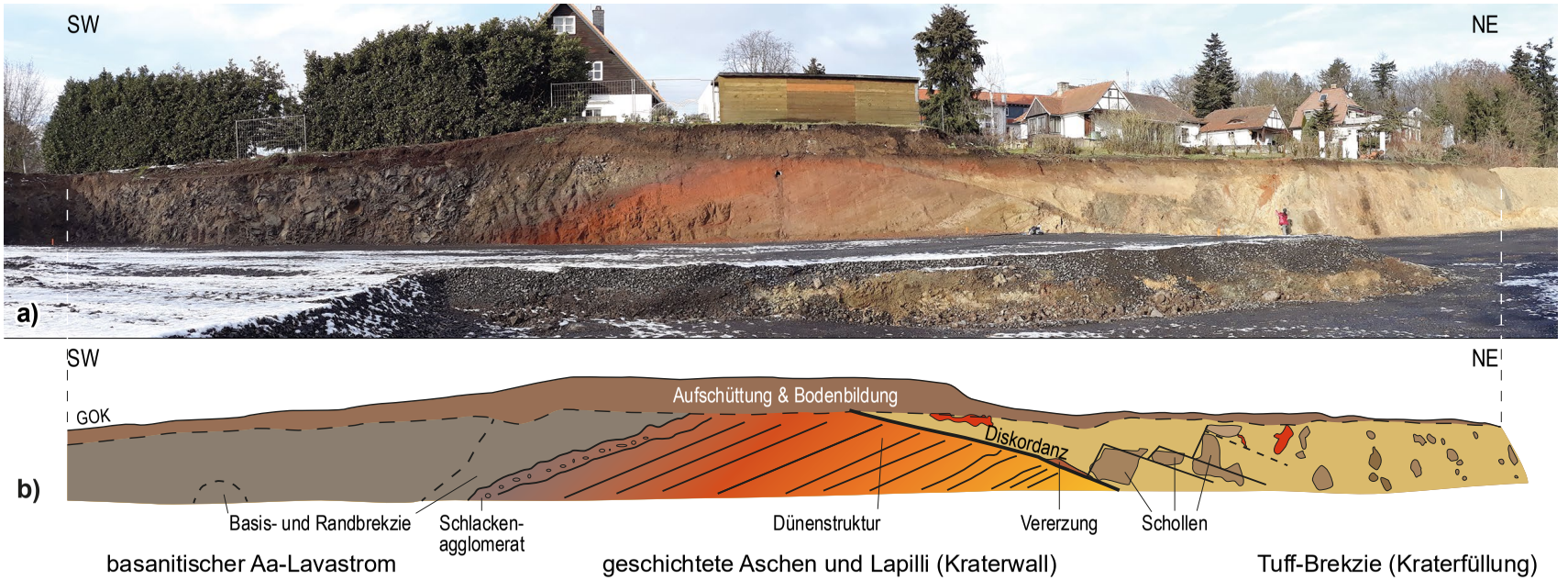


Abb. 3: a) Gesamtansicht des Profils in Bad Salzhausen von SE nach NE (Weitwinkelfoto, durch die Länge zu den Rändern hin verzerrt). Auf der südwestlichen Seite stehen basaltische (basanitische) Gesteine an. In den rötlichen Farben folgen Lapilli und Aschen, in gelbbraun steht eine Tuffbrekzie mit dichten und mikroporigen, Blöcken an. Etwa in der Mitte des Bildes ist eine mit ca. 20 ° nach NE einfallende Diskordanz erkennbar. Das Profil hat eine Länge von ca. 75 m und eine Höhe von 3,5–4 m. Eine weitere, hochauflösende Komplettdarstellung der Aufschlusswand ist unter **https://sketchfab.com/3d-models/baugrube01-83b15509d2c747608608f997b24ff8dc** (erstellt von N. B. Gies) zu finden. **b)** Schematische Interpretation des Profils. Die basanitischen Gesteine repräsentieren einen ehemaligen Aa-Lavastrom mit Basis- und Randbrekzie. Nach NE folgt im Liegenden der Brekzie ein Schlackenagglomerat. In der Mitte des Profils sind teils geschichtete, teils ungeschichtete, unverfestigte/entfestigte Aschen und Lapilli anstehend. Diese Abfolge von Aschen- und Lapillilagen repräsentiert einen Kraterwall. Der Lavastrom floss über diese Abfolge und frittete den oberen Teil, was durch die rötlichen Farben deutlich wird. Nordöstlich einer deutlich ausgeprägten Diskordanz steht unverfestigtes/entfestigtes Material an, das überwiegend unter dem Begriff Tuffbrekzie zusammengefasst werden kann. Diese kann als Auswurfmaterial gedeutet werden, das wieder in einen Krater zurückgefallen ist und somit die Kraterfüllung repräsentiert. Am Rand des Kraters, NE der Diskordanz treten mehrere, vermutlich verrutschte Schollen auf, die aus Schlackenagglomerat, verwitterten Aschen und Lapilli aufgebaut sind. Die Schichten in b) sind generell welliger und unregelmäßiger ausgebildet, als dies hier mit den geraden Strichen dargestellt ist. GOK = Geländeoberkante.

dings das grundsätzliche Problem, dass die Klassifikation nach Korngrößen ohne eine vorausgehende Interpretation der Genese gar nicht möglich ist, weil je nach Genese unterschiedliche Diagramme verwendet werden (Waitt 2007). Daraus folgt, dass hier Beschreibung und Interpretation nicht sauber voneinander zu trennen sind und schon in der Beschreibung teilweise eine Interpretation enthalten ist (so setzen die Begriffe „Lapilli“ oder „Bomben“ voraus, dass sich das Material als vulkanisch und explosiv gefördert interpretieren lässt). Weiterhin werden innerhalb der folgenden Beschreibung auch schon interpretierende Begriffe (z. B. „Lavastrom“) zur Kurzcharakterisierung von Einheiten verwendet, um leichter Bezüge zwischen verschiedenen Teilbereichen des Aufschlusses herstellen zu können. Eingehendere Interpretationen erfolgen in Kapitel 6.

Profilabschnitt 1, SW, mit vulkanischen Gesteinen eines basaltischen Lavastroms

Im südwestlichen Profilabschnitt sind dunkle vulkanische Gesteine aufgeschlossen. Es lassen sich zwei Bereiche mit brekziiertem Gestein feststellen, die nur unscharf vom nicht brekziierten vulkanischem Gestein zu trennen sind. Der eine Bereich mit brekziiertem vulkanischem Gestein befindet sich im mittleren Teil dieses Profilabschnitts (Abb. 4a und 6c), während sich der andere, größere Bereich an der Grenze zu den roten Vulkaniklastika erstreckt, die sich nordwestlich im mittleren Abschnitt der Profilwand anschließen (Abb. 4b und 4c sowie 6e und 6f). Dort nimmt die Brekzie im oberen Teil der Profilwand einen wesentlich breiteren Raum ein (ca. 7 m) als im unteren Teil (ca. 1 m). Der Übergang zwischen dem nicht brekziierten und brekziierten vulkanischen Gestein ist in Abb. 3b als gestrichelte Linie eingetragen und wird durch Abb. 4b näher veranschaulicht.

Dort, wo das Gestein nicht brekziiert ist, weist es teilweise eine blasige Struktur auf (Abb. 5a), in anderen Teilen eine dichte Ausbildung (Abb. 5b, 6a und 6b). Bei näherer Betrachtung zeigen sich nahezu überall Merkmale von Sonnenbrenner. Neben dem dafür charakteristischen grusigen Zerfall ist auch die typische Ausprägung von weißen (untergeordnet auch braunen) Flecken festzustellen (Abb. 6b). Das Auftreten von Sonnenbrenner lässt darauf schließen, dass es sich bei dem basaltischen Gestein im engeren Sinne um einen Basanit oder Alkalibasalt handelt (vergleiche Kap. 4 und 5). Bei der blasigen Ausbildung, die vor allem am Südwestende des Aufschlusses vorkommt, sind überwiegend kleine Blasenhohlräume zu finden (Durchmesser 1–2 mm), die eine unregelmäßige Form besitzen und teilweise mit farblosen Sekundärmineralen gefüllt sind. Das Gestein ist an vielen Stellen fein- bis mikrokristallin. Es enthält an anderen Stellen jedoch dunkle Pyroxen-Einsprenglinge (Abb. 6a), die bis zu 2 cm Größe erreichen können und dort besonders auffallen, wo sie herauswittern. Das basaltische Gestein zeigt damit eine gewisse Variabilität in Bezug auf seine Blasigkeit und Mineralogie. Die verschiedenen Varianten besitzen offenbar auch bestimmte Schwerpunkte innerhalb des südwestlichen Profilabschnitts, eine genaue Abgrenzung unterschiedlicher Bereiche war allerdings nicht möglich.

Das nicht-brekziierte Gestein ist durchgehend relativ eng geklüftet. Eine säulige Ausbildung ist nirgendwo vorhanden, Teilbereiche zeigen aber eine gewisse strukturelle Ordnung. In dem Bereich, der die deutlichste Ordnung aufweist, ist das Gestein plattig ausgebildet und liegt direkt angrenzend an den größeren brekziierten Bereich (Abb. 4b etwas links oberhalb der Bildmitte). Die Gesteinsplatten fallen augenscheinlich parallel zu dem undeutlichen Übergang zwischen nicht brekziiertem und brekziiertem Gestein ein (gestrichelte Linie in Abb. 3b). Sie zeigen im unteren Bereich ein flacheres Einfallen in westliche Richtung und sind im oberen Bereich der Profilwand fast saiger ausgerichtet (Abb. 4b). Das Einfallen der Grenze zwischen den plattig und den brekziiert ausgebildeten Profilbereichen lässt sich nicht genau bestimmen, da im Grenzbereich keine zu vermessenden Flächen zu finden sind. Im südwestlichen Teil des Profilabschnitts ist eine zwiebelschalenartige Absonderung (Durchmesser ca. 1 m) mit gebogenen Absonderungsklüften zu finden. In ähnlicher Weise, aber weniger deutlich, tritt eine solche Absonderung an weiteren Stellen auf. Insgesamt lässt sich für den Profilabschnitt 1 feststellen, dass kein übergeordnetes Kluftsystem erkennbar ist, das den gesamten Wandabschnitt prägt.

Das brekziierte Material weist eckige Klasten mit Durchmessern bis zu 10 cm auf (Abb. 6d und 6f). Diese Klasten zeigen unregelmäßig geformte Blasen, wie sie auch bei der blasigen Ausbildung des nicht brekziierten Basalts vorkommen. Das Material zwischen den Klasten ist verwittert und teilweise ist darin “Bolus“ (vermutlich überwiegend Montmorillonit) zu finden, der durch Eisenverbindungen gelb bis orange gefärbt ist (Abb. 4f).

Insgesamt ist das vulkanische Gestein fast überall angewittert bis stark verwittert und zerfällt beim Anschlagen in kleine Brocken oder Grus. Dabei spielt die Bildung von Sonnenbrenner offensichtlich eine wesentliche Rolle für den Verwitterungsprozess. Nur vereinzelt ist oberflächlich frisch wirkendes Gestein in der plattig ausgebildeten Zone (Abb. 5b), sowie in anderen Bereichen mit dichtem, blasenfreiem Gestein (Abb. 6a) zu erkennen. Mit der Art und dem Grad der Verwitterung hängt auch die Farbe des vulkanischen Gesteins zusammen. Im südwestlichen Profilabschnitt erscheint es bräunlich, im mittleren Abschnitt grau und innerhalb der plattig ausgebildeten, unverwitterten Zone schwarzgrau.

Zusammenfassend lässt sich die hier beschriebene Einheit als basaltischer Lavastrom mit Basis- und Randbrekzie bezeichnen (siehe Kap. 6).

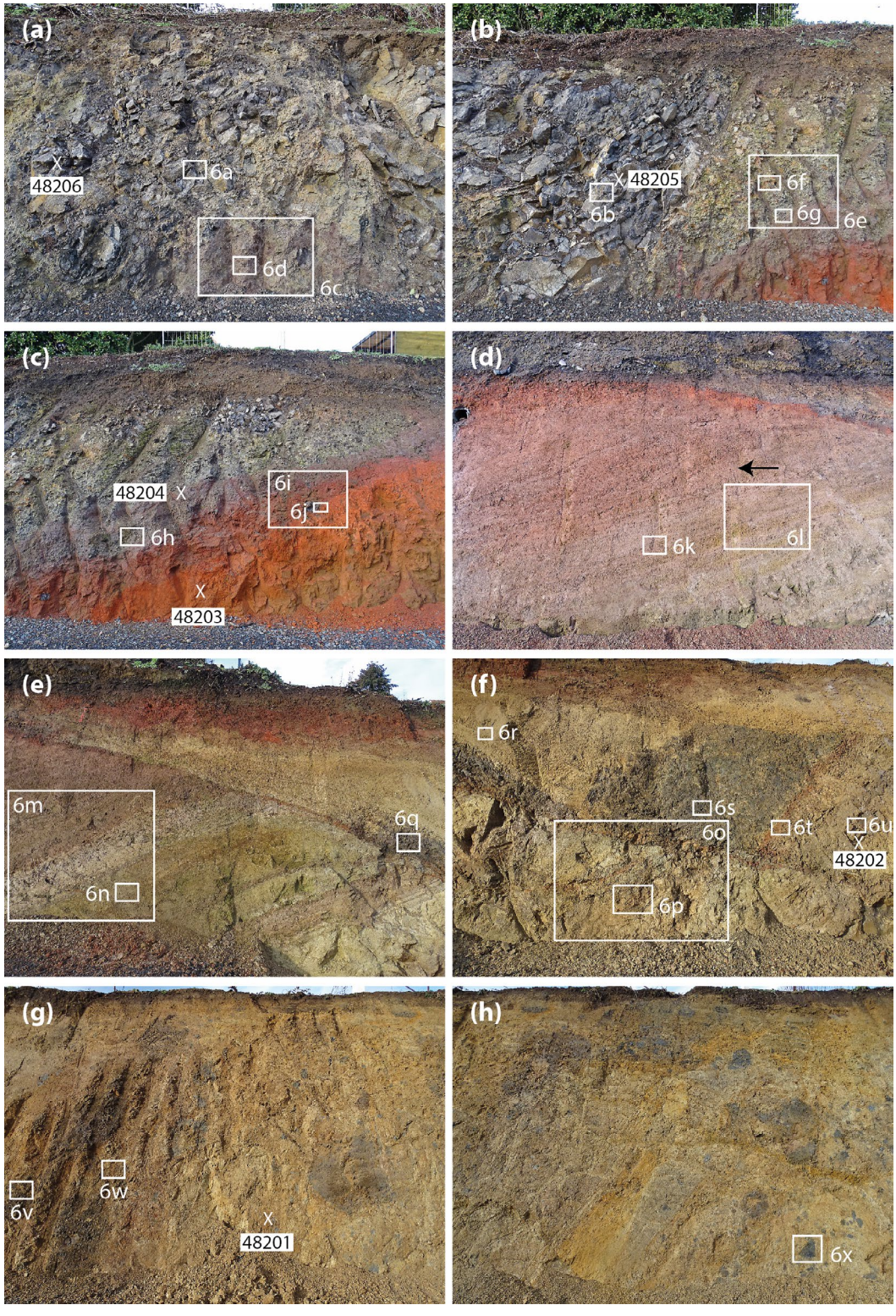


Abb. 4: Lage der Probenpunkte und Detailfotos innerhalb des aufgeschlossenen Profils von SW nach NE. Innerhalb des Basaltes wurden zwei Proben genommen (48206 (a) und 48205 (b)). Eine Probe (48204 (c)) stammt aus dem violett-farbenen Bereich des Schlackenagglomerats, eine aus dem der rot verfärbten Aschen (48203 (c)). Im weiteren Verlauf des Profils wurden eine weitere Probe aus den Bereichen der Aschen und Lapilli in der abgerutschten Scholle (48202 (f)) und eine aus dem Bereich der Tuffbrekzie (48201 (g)) genommen. In d) ist mit einem schwarzen Pfeil die Lage einer Dünenstruktur eingetragen, wobei gleichzeitig die mutmaßliche Transportrichtung des Materials angedeutet wird (vgl. Abb. 3b).

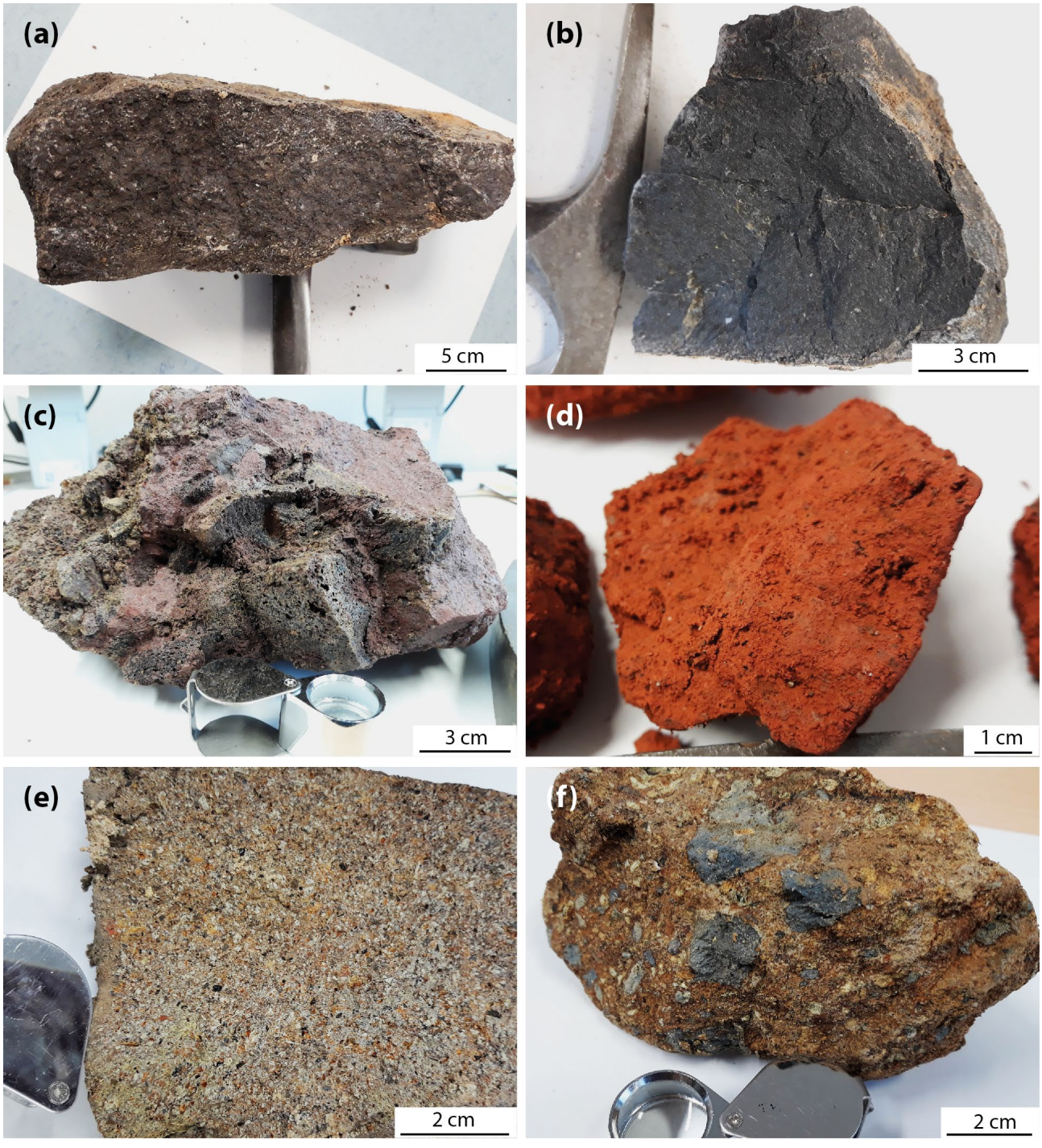


Abb. 5: Detailfotos der Proben: **a)** Bräunlich verwitterter Basalt (48206). Auffallend sind die weißen, mit Zeolith gefüllten Blasenhohlräume. Die Probe zeigt eine Art Zonierung in Bezug auf die Blasenhohlräume: innen kaum gefüllt, nach außen hin überwiegend gefüllt. **b)** Frischer, grauer, nahezu einsprenglingsfreier Basalt (48205). **c)** Rot-violett gefärbtes Schlackenagglomerat (48204). **d)** Rote, verwitterte Asche (48203) mit schwarzen Klinopyroxenen und weißen Quarzkörnern. **e)** Stark verwitterte, feinblasige Probe des Blasen-Tuffs (48202). **f)** Braune, stark angewitterte Probe (48201) aus dem Bereich der Tuffbrekzie.

Profilabschnitt 2, Mitte, mit einem Schlackenagglomerat, Asche- und Lapilliablagerungen

Vulkaniklastische Ablagerungen stehen im mittleren Profilabschnitt an. Sie zeigen im Grenzbereich zur Randbrekzie des südwestlich liegenden Lavastroms eine rötliche Farbe mit violettem Stich und enthalten viele blasig ausgebildete Klasten (Abb. 5c, 6g und 6h). Deren Blasigkeit unterscheidet sich sehr deutlich von der des Lavastroms. Zum einen ist der Anteil der Blasen in den Gesteinsklasten deutlich höher, zum anderen nimmt die Menge und durchschnittliche Größe der Blasen zum Zentrum der Klasten hin zu. Die Form der Blasen ist deutlich rundlicher ausgebildet. Diese Gesteinsklasten werden als vulkanische Bomben und größere Lapilli gedeutet (Kap. 6). Innerhalb des Gesteins treten Bereiche auf, in denen eine geringere Korngröße vorherrscht (kleine Lapilli bis Aschepartikel) und in denen sich eine Schichtung andeutet (Abb. 6g unten rechts). Weiterhin sind dichte, blasenfreie Klasten vorhanden, die je nach Größe als Blöcke oder Lapilli zu beschreiben sind (z. B. Abb. 6e ca. 30 cm unterhalb des Hammers). Die gewählte Gesteinsprobe (Abb. 5c) veranschaulicht die Variabilität der Blasigkeit der Klasten sehr gut. Neben erkennbaren Klasten ist eine violett-braune Matrix vorhanden, die die Zwischenräume ausfüllt. Eine Gesteinsausbildung mit einem hohen Anteil stark blasiger („schlackiger“) Klasten, wird als Schlackenagglomerat bezeichnet (soweit das Gestein nicht durch direktes Verschmelzen, sondern nachträglich verfestigt wurde; siehe auch Kap. 6). Stellenweise macht der Anteil an Bomben hier jedoch deutlich weniger als 75 % Volumenprozent aus, so dass das Gestein nach Le Maitre (2002) zumindest teilweise als Tuffbrekzie oder Lapillistein zu bezeichnen wäre. Ob in dieser Einheit insgesamt ein Anteil von 75 % Volumenprozent an vulkanischen Bomben erreicht wird, lässt sich kaum abschätzen. Trotzdem wird für das in diesem Absatz beschriebene Gestein im Weiteren die Bezeichnung Schlacken-

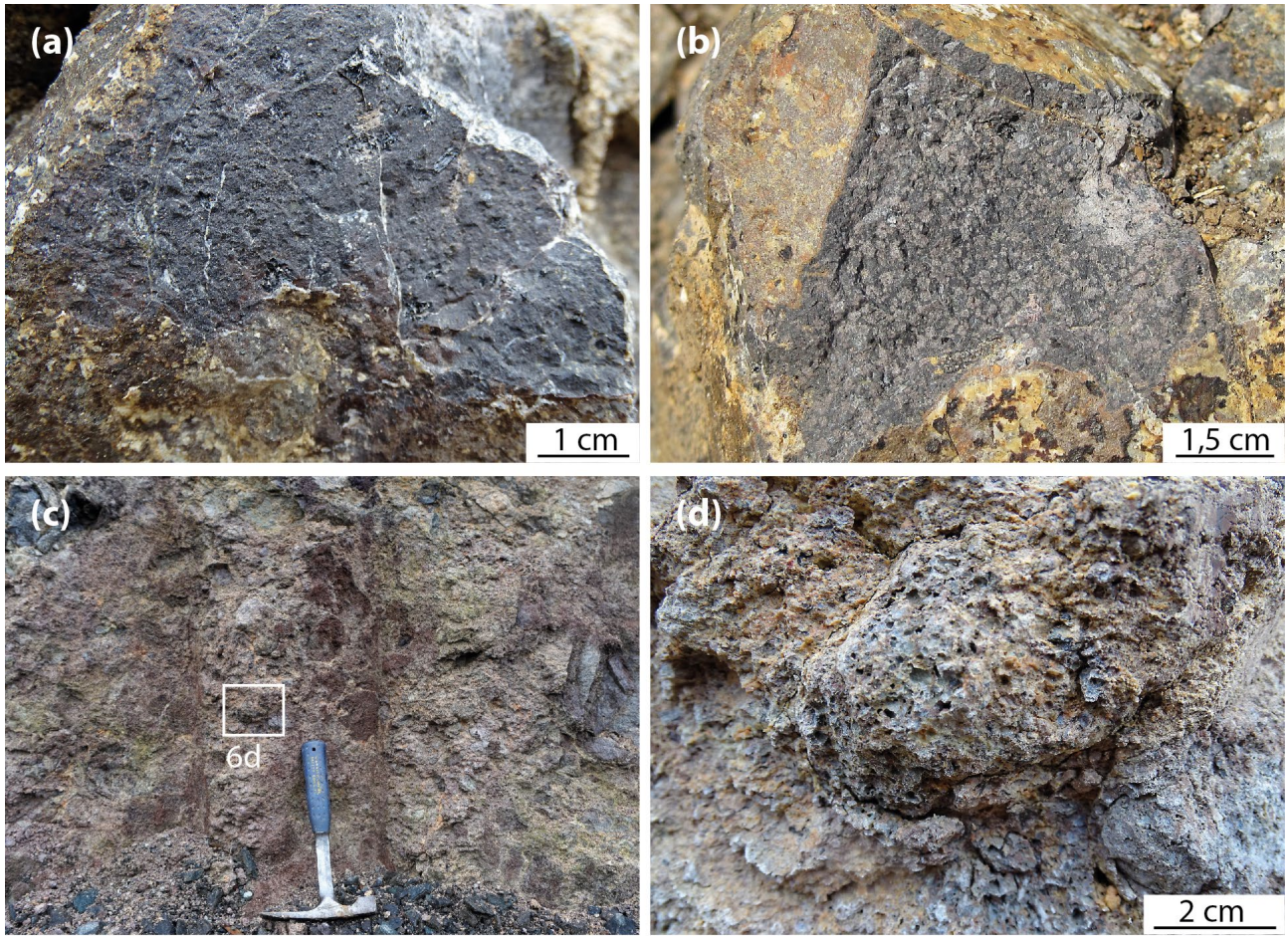


Abb. 6a-d: Detailansichten innerhalb des aufgenommenen Profils, von SE nach NE. Die genaue Lage der einzelnen Detailfotos ist in Abb. 4 gekennzeichnet: **a)** Ausschnitt aus dem dichten, massigen Bereich des basanitischen Lavastroms. Als schwarze Einsprenglinge sind Pyroxene erkennbar. **b)** Dichter, blasenfreier Basalt mit deutlichem Sonnenbrenner. **c)** Ausschnitt aus der Basis-Brekzie des Lavastroms. **d)** Ausschnitt aus Abb. 6c: Klast mit zerdrückten Blasen innerhalb der Basis-Brekzie. Die zerdrückten Blasen sind typisch für den kompletten südwestlichen, auch nicht-brekziierten Bereich.

agglomerat verwendet, da damit sowohl die Probe (Abb. 5c) passend bezeichnet ist, als auch der wesentliche Unterschied (häufiges Vorhandensein von Bomben) gegenüber den später beschriebenen Vulkaniklastika am besten deutlich wird. Die Grenze des Schlackenagglomerats zur Basisbrekzie des Lavastroms ist unregelmäßig und teilweise schwer zu verfolgen, aber durch die Farbgebung mehr oder weniger deutlich (Abb. 6e etwas unterhalb des Hammers). Die Basisbrekzie ist eher gelblich, das Schlackenagglomerat rötlich ausgebildet.

Im Liegenden geht das Schlackenagglomerat ohne scharfe Grenze in ein feinkörnigeres Gestein über, das kräftig dunkelrot oder rot bis orange-rot gefärbt ist (Abb. 6i und 6j). Seine Komponenten lassen sich mit bloßem Auge überwiegend nicht auflösen und eine Schichtung ist nicht erkennbar. In dem kräftig gefärbten Gestein kommen einzelne dunkle, dichte, unverwitterte basaltische Blöcke vor (Abb. 4c unten links und 6i). Ohne deutliche Grenze folgt im Liegenden zunehmend grobkörnigeres Material, bei dem sich Schichtung andeutet. Im zentralen Teil des zweiten Profilabschnitts ist die einfallende Schichtung durch wechselnde Korngrößen zwar deutlich ausgebildet (Abb. 4d), jedoch lassen sich die Schichten im Einzelnen meist nicht scharf voneinander abgrenzen (Abb. 6k und l). Diese geschichteten Ablagerungen bilden den größten Teil des zweiten Abschnitts. Bei den in den Schichten vorkommenden Lapilli handelt es sich vorrangig um massige bis mikroporige basaltische Klasten, Klinopyroxene und gut gerundete Quarzkörner. Die Lapilli liegen in einer tonig verwitterten Matrix. Das tonige Material lässt sich auf einen ursprünglichen Aschegehalt zurückführen. Zwischen den an Lapilli reichen Lagen gibt es solche ohne Lapilli, die nur von Aschen gebildet wurden. Die Rotfärbung wird zum Liegenden hin sukzessive undeutlicher, wo eine gelbliche Farbe vorherrscht. Das Material ist hier unverfestigt oder durch Verwitterung entfestigt, so dass von Lapillilagen bzw. einem Wechsel von Lapilli- und

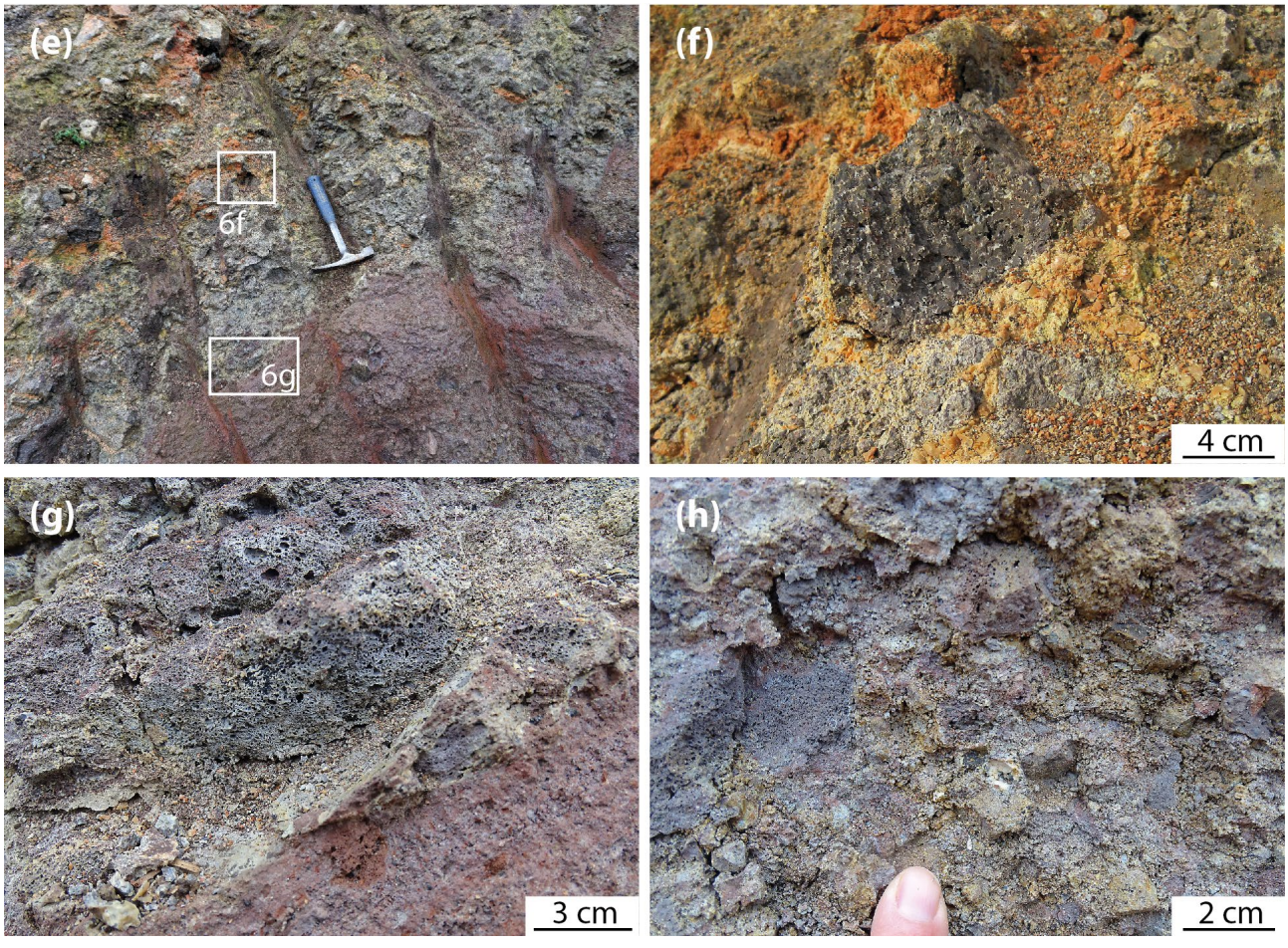


Abb. 6e-h: Detailansichten innerhalb des aufgenommenen Profils, von SE nach NE. Die genaue Lage der einzelnen Detailfotos ist in Abb. 4 gekennzeichnet: **e)** Übergang und farbliche Grenze zwischen Basisbrekzie und Vulkaniklastiten. Der rot-violette Bereich wird durch ein Schlackenagglomerat gebildet. **f)** Klast mit zerdrückten Blasen innerhalb der Basisbrekzie am Kontakt zum darunterliegenden Schlackenagglomerat. **g)** Schaumig-blasige Bombe an der Grenze zwischen Basis-Brekzie und Schlackenagglomerat in der Bildmitte. Mit den violett-roten Farben sind hier undeutlich geschichtete Lapilli eingeschaltet. **h)** Große, blasenreiche Lapilli innerhalb des Schlackenagglomerats.

Aschenlagen zu sprechen ist. Diese erreichen Mächtigkeiten im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich. Hier sind in den überwiegend planaren Schichten Strukturen erkennbar, bei denen die Schichten nicht parallel laufen (die deutlichste ist in Abb. 4d mit einem Pfeil markiert). Der Abstand der Schichtflächen variiert auf relativ kurze Distanz nach Art einer kurzen „Welle“ oder „Düne“, ohne dass interne Strukturen erkennbar sind. Das Einfallen der Schichten wechselt wegen der nicht durchgehenden Parallelität etwas, liegt im Schnitt aber um 20° nach SW. An einer kleinen Stelle sind Schichtflächen auch räumlich in die Wand zu verfolgen und dort ist ein tatsächliches Einfallen nach Westen und geringfügig steiler festzustellen. Dieses Einfallen der Schichten nach Westen bzw. Streichen in Nord-Süd-Richtung passt zu dem räumlichen Verlauf der Grenze zwischen Lavastrom und rot gefärbten Vulkaniklastika. Zu Beginn der Baumaßnahmen war diese Grenze auch am Boden der Baugrube aufgeschlossen und ließ sich von der Wand aus gut nach Süden verfolgen.

Im Liegenden folgt eine weißgraue tonige Lage, die mehrere Dezimeter mächtig (heller Streifen in Abb. 6m) und als verwitterte Asche anzusehen ist. Darunter folgt eine gelbliche Lapillilage, in der viele große Dunkelglimmer (Biotit i.w.S.) zu finden sind (Durchmesser bis 1 cm), und eine Lage mit Grobaschen, erneut gefolgt von einer verwitterten Aschelage (Abb. 6o rechts). Inwiefern diese unteren mächtigeren Lagen jeweils aus einer größeren Zahl von geringmächtigen Schichten bestehen, lässt sich verwitterungsbedingt nicht sicher feststellen. Wenn diese Lagen aus mehreren Schichten bestehen, sind die Unterschiede im Korngrößenspektrum jedenfalls gering. Durch Wechsel zwischen gelblicheren und bräunlichen Farben deutet sich in der glimmerreichen Lapillilage allerdings eine Schichtung an (was im Vergleich dazu in dem sehr ähnlichen glimmerreichen Material in Profilabschnitt 3 nicht vorkommt).

Im geschichteten Bereich lassen sich auch kleine Störungen mit einem Versatz von wenigen cm erkennen (z. B. Abb. 6m

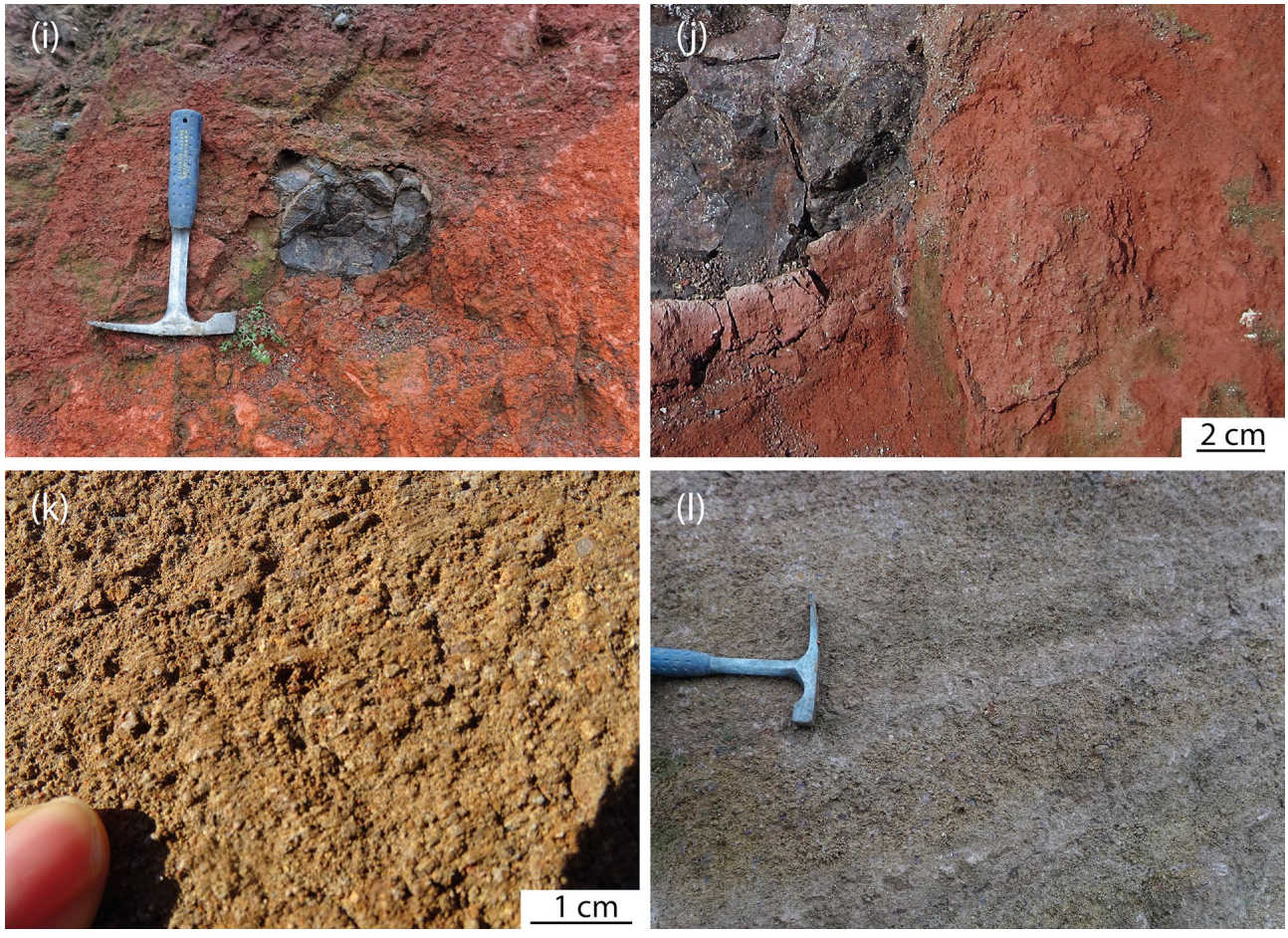


Abb. 6i–l: Detailansichten innerhalb des aufgenommenen Profils, von SE nach NE. Die genaue Lage der einzelnen Detailfotos ist in Abb. 4 gekennzeichnet: **i)** Rote, gefrittete Aschen mit großem dichten Basaltblock im Liegenden des Schlackenagglomerats. **j)** Ausschnitt aus Abb. 6i: In den Aschen ist keine Schichtung erkennbar. **k)** Lapillilagen mit eckigen dichten Klasten. **l)** Bereich der Lapillilagen (etwas südwestlich von k) mit nur schwach erkennbarer Schichtung.

unten, etwas rechts von der Bildmitte). An einer Stelle in einem relativ homogenen Schichtpaket von Grobaschen (Abb. 6o und 6p) scheint die Schichtung im Gegensatz zu den darüber- und darunterliegenden Schichten nach oben umgebogen zu sein (in 6o oberhalb des Bereichs von 6p undeutlich saiger stehend). Die nähere Betrachtung zeigt hier jedoch keinen Materialwechsel, sondern nur eine rhythmisch wechselnde Färbung durch Eisenverbindungen und damit eine Eisenverlagerung (Kap. 6).

Insgesamt dominieren in Profilabschnitt 2 feinklastische Ablagerungen mit wechselnden Anteilen von Aschen und Lapilli, die einzelne dichte Blöcke enthalten. Sie werden von grobklastischerem Material überdeckt, das große Anteile blasiger Klasten enthält und ein Schlackenagglomerat bildet. Auffällig ist die Rotfärbung im Kontakt zum überlagernden Lavastrom (Profilabschnitt 1).

Profilabschnitt 3, NE, mit Schollen und den Ablagerungen einer Tuffbrekzie

Der dritte Abschnitt des aufgeschlossenen Profils zeigt dominierend eine hellgelbliche Farbe mit grauen, graubraunen und rötlichen Bereichen. Er ist durch eine deutliche Diskordanz vom zweiten Profilabschnitt getrennt, die mit ca. 20° nach NE einfällt. Entlang dieser Diskordanz ist ein dunkler Bereich festzustellen, der vor allem auf mittlerer Wandhöhe hart und relativ mächtig (mehrere Dezimeter) ausgebildet ist. Nach unten wird er geringmächtiger und geht schließlich in eine leichte Braunfärbung über (Abb. 4f rechts). Nach oben verwischen sich die typischen Kennzeichen des dunklen Bereichs und entlang der Diskordanz ist dort ebenfalls nur noch eine Verfärbung (hier bräunlich oder rötlich) erkennbar (Abb. 4e). Dieses Gestein ist im zentralen Bereich gelbbraun bis rotbraun, dicht, schwer und von Klüften durchzogen (Abb. 6q). Ähnlich den vermeintlichen Schichten im Profilabschnitt 2 lassen die bräunlichen Farben auf Eisenverlagerung schließen,

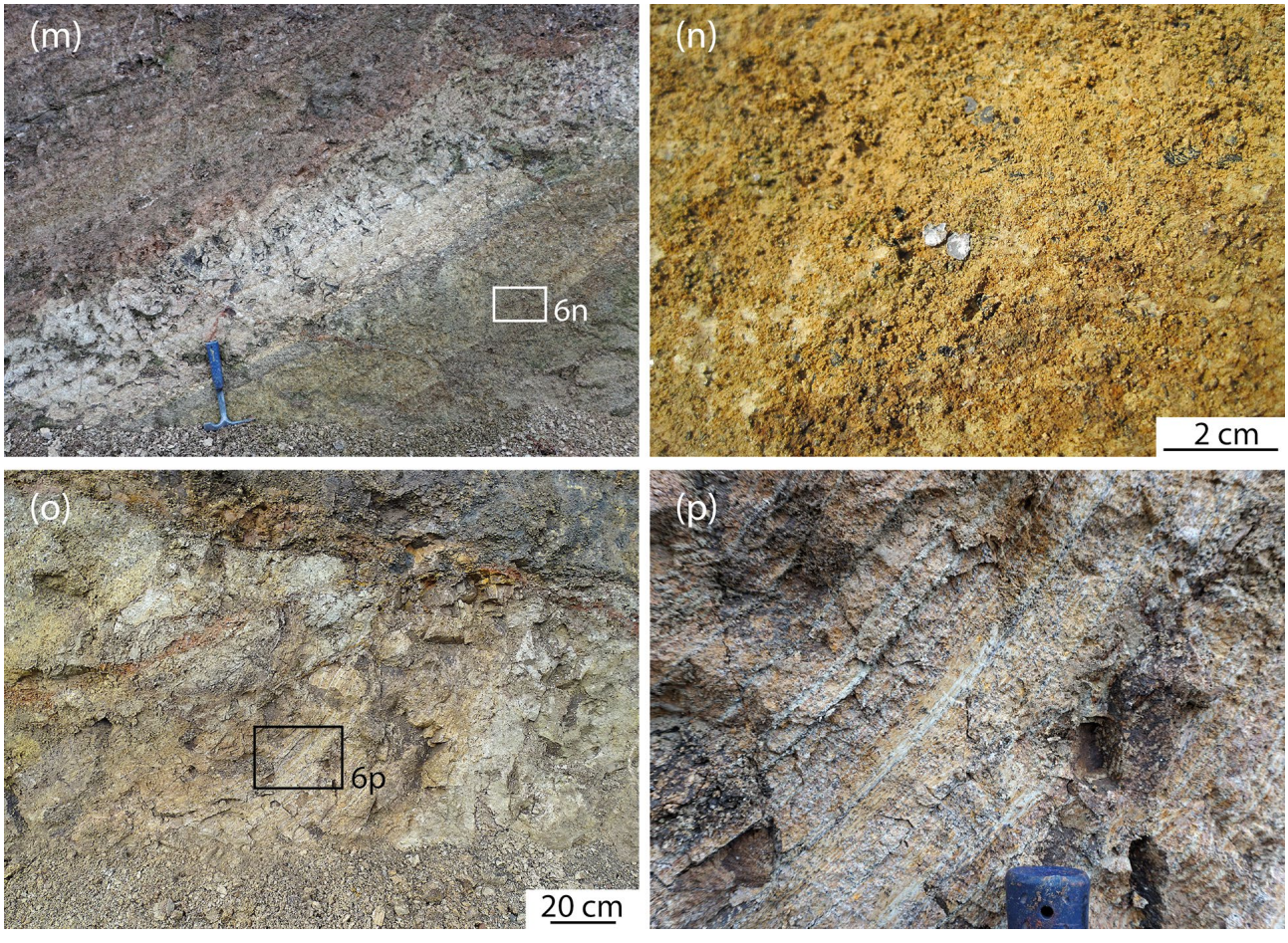


Abb. 6m-p: Detailansichten innerhalb des aufgenommenen Profils, von SE nach NE. Die genaue Lage der einzelnen Detailfotos ist in Abb. 4 gekennzeichnet: **m)** Übersicht über Lapilli-Aschen-Schichten, die kleine Versätze zeigen. **n)** Ausschnitt aus Abb. 6m: stark verwitterte Lapillilagen mit großen Dunkelglimmerplättchen im undeutlich geschichtetem Bereich. **o)** Scheinbares Umbiegen von Schichten unterhalb der Diskordanz. **p)** Ausschnitt aus Abb. 6o: Scheinbare Schichtung der Aschen-Lapillilagen.

die hier aber zu einer stärkeren Anreicherung von Eisenverbindungen bis zur Bildung von Brauneisenstein geführt hat. Mangandendriten auf manchen Kluftflächen deuten zusätzlich auf eine Verlagerung von Mangan hin.

Der dritte Wandabschnitt zeigt kaum geordnete Strukturen, sondern wirkt überwiegend chaotisch (Abb. 4g und h). Große Klasten sind unregelmäßig in feinklastischem Material verteilt. Nur direkt angrenzend zur Diskordanz ist ein Teilbereich zu finden, der geordnete Strukturen zeigt („Schollen“ in Abb. 3b). Am deutlichsten ist die südwestlichste Scholle mit einer etwa 12 cm mächtigen rötlichen Schicht aus tonigem Material, die mit ca. 55° nach SW einfällt (Abb. 4f und 6t). Es handelt sich offenbar um eine verwitterte Aschelage. Darüber liegt in der Scholle als zweite Einheit ein dunkelgraubraunes, schaumig-blasiges Material (Abb. 6s). Es besteht aus Klasten von mehreren Zentimeter Größe, wobei teilweise im Inneren größere Blasen als in Randbereichen festzustellen sind. Infolge von Verschmutzung und nachträglicher Klüftung sind die Grenzen der Klasten nur teilweise nachvollziehbar. So kann hier keine maximale Größe angegeben werden, sie scheint im Bereich von ca. 10 cm zu liegen. Es handelt sich demnach um kleine Bomben und große Lapilli. Das gebildete Gestein wäre bei Dominanz von Bomben (was nicht sicher festzustellen ist) ein Schlackenagglomerat (Le Maitre 2002). Das Gestein zeigt eine bessere Sortierung im Vergleich zum Schlackenagglomerat des zweiten Profilabschnittes, denn es enthält keine kleinen Lapilli und Aschen. Außerdem fehlen dichte Klasten und die Farbe ist dunkelbraun statt rötlich. Unter der rötlichen Schicht (Abb. 4f und 6t) liegt zuerst eine hellgelb gefärbte Schicht, die nach der Korngröße der gleichen Einheit zugeordnet werden kann, wie das rötliche Material, zumal eine deutliche Grenze nicht erkennbar ist. Darunter ist ein Gestein mit verstreuten Blasen zu finden, das weiße, gelbe, braune und schwarze Partikel mit einer Größe im Millimeter-Bereich beinhaltet (Abb. 5e und 6u mit frischer Bruchfläche). Es ist nach der Korngröße als Lapillituff zu bezeichnen und nach dem ungewöhnlichen

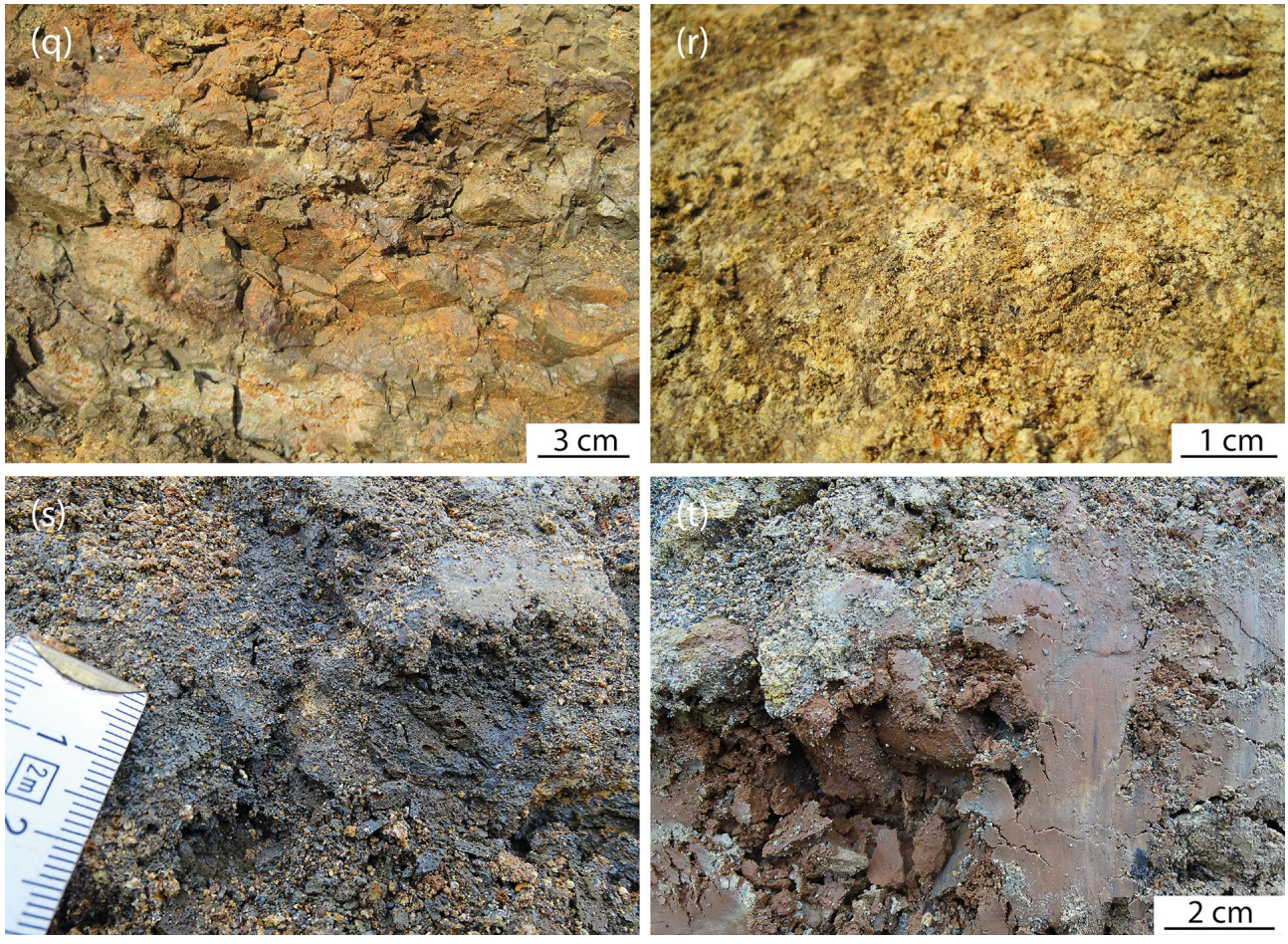


Abb. 6p-t: Detailansichten innerhalb des aufgenommenen Profils, von SE nach NE. Die genaue Lage der einzelnen Detailfotos ist in Abb. 4 gekennzeichnet: **q)** Brauneisensteinbildung oberhalb der Diskordanz. **r)** Verwitterte, ungeschichtete Lapillilagen. **s)** Schlackenagglomerat mit dunklen schaumig-blasigen Klasten (durch loses Material aus hangendem Bereich verschmutzt). **t)** Überwiegend zu Ton umgewandelte Aschen.

Charakteristikum der Blasen als Blasen-Tuff. Diese Abfolge von drei Einheiten (Schlackenagglomerat, rötliche bis hellgelbe Schicht, Blasen-Tuff/Lapillituff) wird als Scholle bezeichnet, da sie nach oben (NE) von einer Störung abgeschnitten ist, die ähnlich der beschriebenen Diskordanz nach NE einfällt. Das gleiche Schlackenagglomerat mit unterlagerndem feinklastischerem Material tritt nach rechts versetzt noch zwei Mal auf, weshalb eine zweite und dritte Scholle angenommen werden kann (die mittlere ist kaum erkennbar).

Oberhalb der ersten Scholle tritt ein Gemisch aus gelblich verwitterten Aschen und Lapilli auf, das Dunkelglimmer enthält, wie es auch unterhalb der Diskordanz (dort aber mit angedeuteter Schichtung, s.o. Profilabschnitt 2) vorkommt. Darüber befindet sich eine „rote Masse“, deren Farbe mit undeutlichen „schlierigen“ Übergängen nach rechts zunehmend brauner wird (Abb. 4e und f). Rechts oberhalb der dritten Scholle tritt eine weitere auffällig rot gefärbte tonige Masse (Abb. 3a und b) in einem kleineren und größeren Bereich auf.

Nach den Schollen sind bis zum nordöstlichen Ende der Wand keine Strukturen mehr erkennbar, mit denen sich dieser Teil der Wand gliedern ließe. Hier liegt unter anderem ein größerer dunkelbrauner Bereich vor (Abb. 4g linke Bildhälfte und 6v), in dem das Material dem Gestein dem dunklen Bereich an der Diskordanz ähnelt, so dass auch hier von einer Eisenanreicherung ausgegangen wird. Gelblichbraune schichtähnliche Streifen (Abb. 4h links der Bildmitte) lassen sich wiederum auf Eisenverlagerung zurückführen (ähnlich der Stelle bei Abb. 6p). An anderen Stellen sind die Gesteine sehr schlecht sortiert und bestehen aus wechselnden Anteilen von Lapilli und Aschen, wobei alle Komponenten zu Tonmineralen verwittert sind. Die meisten makroskopisch erkennbaren Klasten sind eckig (Abb. 5f und 6w). Obwohl auch sie nur noch aus Tonmineralen bestehen, lassen sich auch größere mittelgraue eckige „Flecken“ in der Wand (z. B. Abb. 6x) als ursprüngliche basaltische Klasten ansprechen, da sie reliktisch noch das entsprechende Gefüge zeigen. Sie sind etwa zur Hälfte dicht und

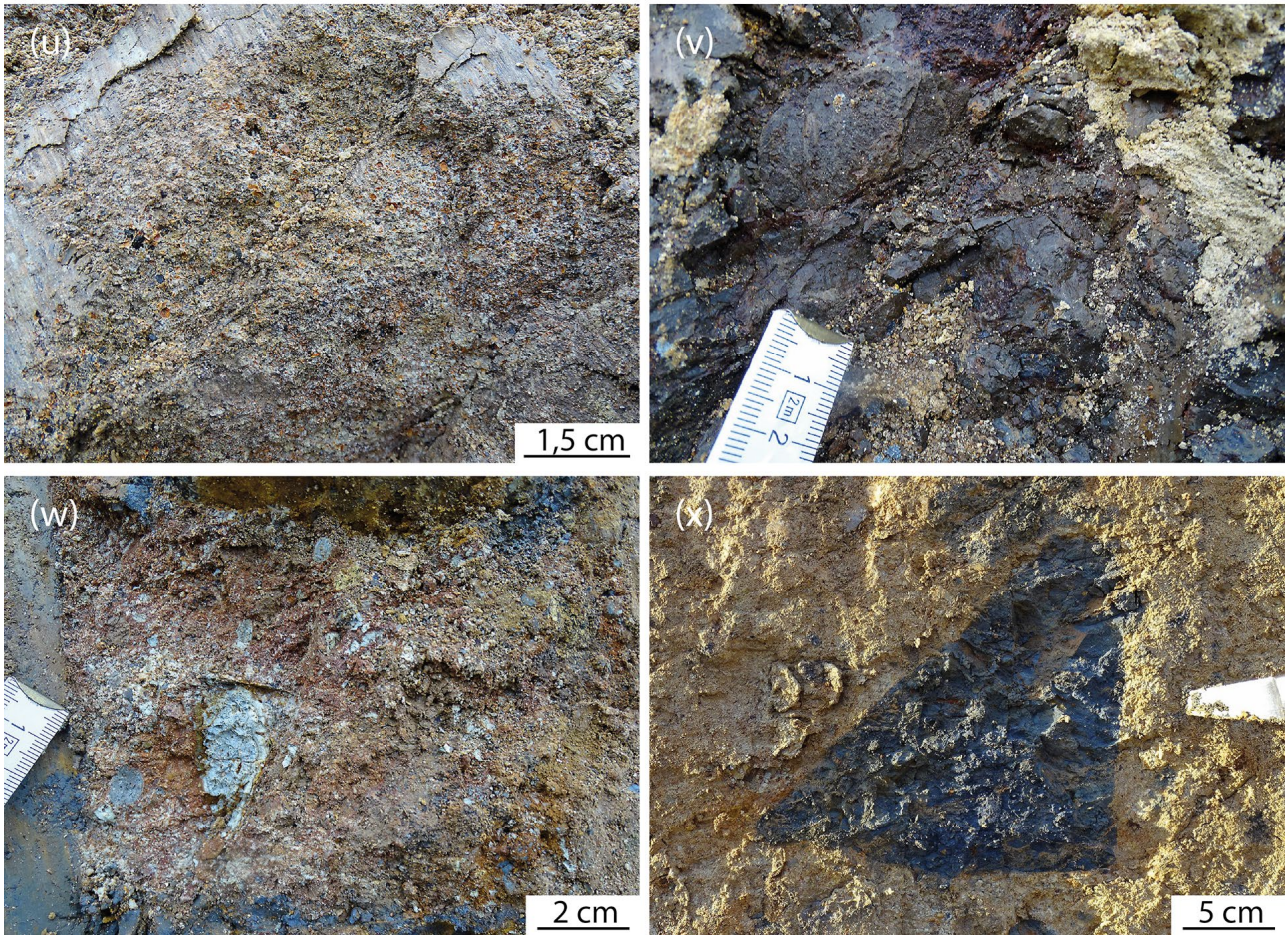


Abb. 6u-x: Detailansichten innerhalb des aufgenommenen Profils, von SE nach NE. Die genaue Lage der einzelnen Detailfotos ist in Abb. 4 gekennzeichnet: **u)** Blasen-Tuff in der linken Scholle. **v)** Bereich mit Brauneisensteinbildung innerhalb der Tuffbrekzie. **w)** Nahaufnahme aus einem Bereich der Tuffbrekzie, der repräsentativ die sehr unterschiedlichen Korngrößen zeigt. **x)** Komplett tonig verwitterter dichter, basaltischer Block innerhalb der Tuffbrekzie. Der Hammer in c), e), i) und m) dient als Maßstab und ist 28 cm lang.

zur Hälfte mikroporig, wobei die winzigen Bläschen gleichmäßig verteilt sind. Solche Klasten, die beim Transport offenbar nicht mehr plastisch waren, sind als Blöcke zu bezeichnen.

Eine im Anschnitt wellenförmige, ungefähr horizontale Störung (Abb. 3a ganz rechts) lässt sich in die Wand hinein verfolgen, wobei ein tatsächliches flaches Einfallen grob nach E bis SE festzustellen ist. Oberhalb ist das Material durch Eisenverbindungen braun gefärbt.

Verfestigtes Material ließe sich anhand der vorliegenden Anteile an Blöcken, Lapilli und Asche als Tuffbrekzie ansprechen. Das hier vorliegende unverfestigte Material wäre nach einer erweiterten Klassifikation (Tamura et al. 2015) als Aschen-Brekzie zu bezeichnen. Es bleibt unklar, ob hier eine Entfestigung durch Verwitterung erfolgt ist oder das Material ohne vorherige Verfestigung verwittert ist. Im Weiteren wird der geläufigere Begriff Tuffbrekzie (nach Le Maitre 2002) zur Charakterisierung dieses Profil-Wandabschnitts verwendet.

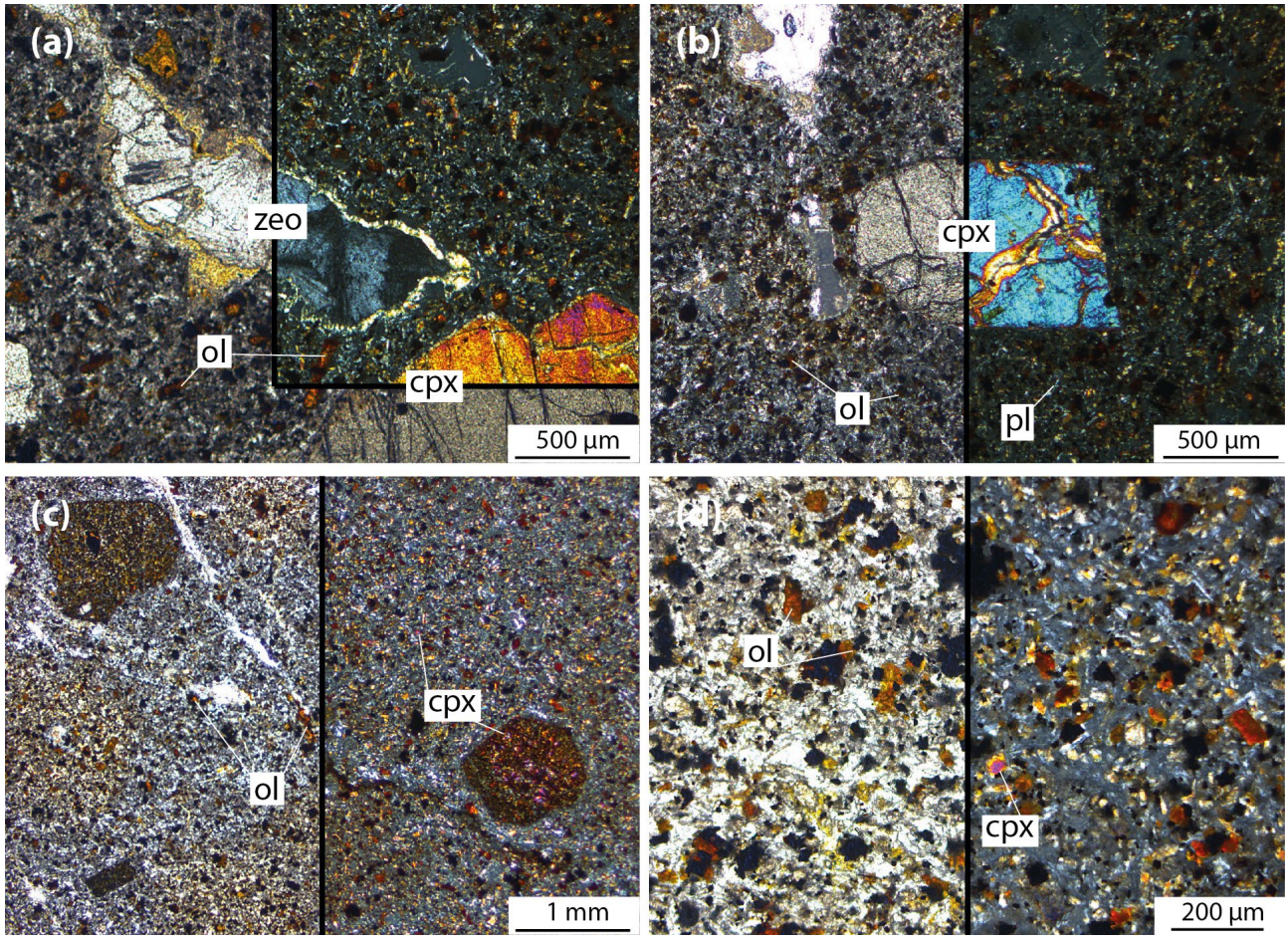


Abb. 7: Dünnschliffbilder der Basanite am Beispiel von Probe 48206 jeweils unter parallel polarisiertem Licht (PPL; links) und gekreuzt polarisiertem Licht (XPL; rechts). Von Probe 48205 werden keine Abbildungen gezeigt, da die Strukturen und Texturen dort schlechter erkennbar sind (mikrokristallinere Probe). **a)** Mit Zeolith-Mineralen verfüllter Hohlraum im Basanit. Daneben ist ein Klinopyroxen-Einsprengling zu sehen. **b)** Klinopyroxen-Einsprengling in einer Olivin-, Klinopyroxen- und Plagioklas-führenden Grundmasse. Zusätzlich enthält die Grundmasse Foide und/oder Zeolithe. **c)** Stark umgewandelte Klinopyroxen-Einsprenglinge in einer feinkörnigen Grundmasse. Die Grundmasse besteht aus orangefarbenem, zu Iddingsit umgewandelten Olivinen, Klinopyroxenen, Plagioklasen, Zeolithen und/oder Foiden und variablen Anteilen von verwittertem Glas. **d)** Nahaufnahme der feinkörnigen Grundmasse der Basanite. Neben Mikroeinsprenglingen von Olivin und Klinopyroxen besteht die Grundmasse hauptsächlich aus Zeolithen (grau im XPL).
Abkürzungen: ol = Olivin, cpx = Klinopyroxen, zeo = Zeolith (Whitney & Evans 2010).

4 Petrographie

Die Auswahl der sechs im Detail petrographisch und geochemisch untersuchten Gesteinsproben erfolgte nach Einteilung der verschiedenen Gesteine der einzelnen Profilabschnitte, um die anstehenden Gesteine möglichst repräsentativ widerzuspiegeln (Abb. 4 und 5). Somit wurden zwei Proben aus dem basaltischen Lavastrom genommen: eine aus dem oberflächlich stark verwittert wirkenden Bereich, eine aus dem oberflächlich frischer wirkenden Gestein. Die nächste Probe stammt aus dem Schlackenagglomerat, eine weitere Probe im mittleren Profilabschnitt repräsentiert die rot gefritteten Asche- und Lapillilagen. Aus dem dritten Profilabschnitt wurde eine Probe aus den verrutschten Schollen genommen, die letzte Probe stammt aus dem Material der Tuffbrekzie. Die Untersuchungen der Proben erfolgt, um den Basalt näher zu klassifizieren und die Zusammensetzung der vulkaniklastischen Gesteine näher definieren zu können.

Die erste Basaltprobe (48206, Abb. 4a und 5a) stammt aus dem südwestlichsten Teil des Profils. Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine starke Alteration bzw. Verwitterung. Das Gefüge ist überwiegend porphyrisch, aber zu geringen Teilen auch vitrophyrisch. Auffällig sind die bis zu 5 cm großen Klinopyroxen-Einsprenglinge, bei denen es sich um Diopsid (Abb. 7a) und Augit, in seltenen Fällen auch um titanreichen Augit handelt; letzterer ist an seiner schwach violetten Eigenfarbe am Kristallrand erkennbar (Abb. 7b). Der Großteil der größeren Einsprenglinge ist relativ frisch, einige sind allerdings stark verwittert (Abb. 7c). Olivine sind als kleinere Einsprenglinge und Mikroeinsprenglinge in der Grundmasse vorhanden (Abb. 7a–d). In beiden Fällen sind die Olivine stark bis vollständig iddingsitisiert. Die Probe enthält eine Vielzahl von opaken Mineralen (Magnetit und/oder Ilmenit), die teilweise Einsprenglingsgröße erreichen. Die Grundmasse besteht neben den erwähnten Olivinen aus deutlich weniger verwitterten Klinopyroxenen, alteriertem vulkanischem Glas und mit dem Mikroskop nicht näher bestimmbaren Mineralen, bei denen es sich sowohl um Foide (Nephelin und/oder Leuzit), als auch um Zeolithe (hierfür spricht der in dem Gestein beobachtete Sonnenbrenner) und Plagioklas handelt. Das Gestein ist blasig, die Hohlräume sind mit Zeolith-Mineralen (Abb. 7a) verfüllt.

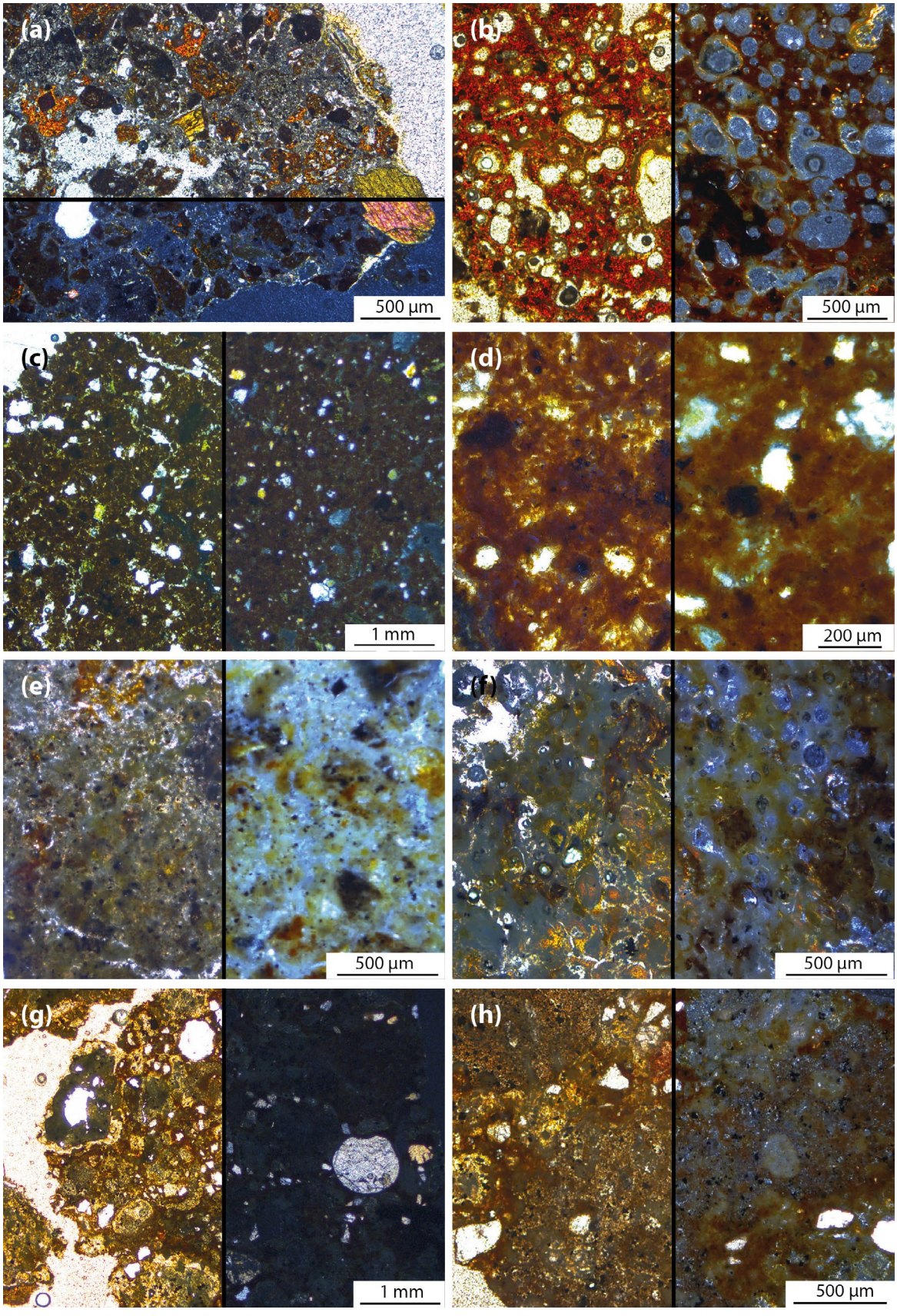
Probe 48205 (Abb. 4b und 5b) stammt aus dem Bereich des massigen Basalts. Das Gestein ist im Dünnschliff mäßig verwittert/alteriert und führt bis zu 2 cm große Klinopyroxen-Einsprenglinge in einer feinkörnigen, mikrokristallinen Grundmasse. Das Gefüge ist porphyrisch. Selten treten ähnlich große Olivin-Einsprenglinge auf. Diese sind sehr stark iddingsitisiert und zeigen den hierfür typischen orangefarbenen Saum. Zu Iddingsit umgewandelte Olivine finden sich auch als Mikroeinsprenglinge innerhalb der Grundmasse. Die Grundmasse besteht des Weiteren aus Klinopyroxen, Plagioklas und zu unterschiedlichem Grad verwittertem vulkanischem Glas. Möglich ist auch das Vorkommen von Foiden und/oder Zeolithen, allerdings lässt sich die Grundmasse unter dem Mikroskop nicht weiter bestimmen. Zudem enthält das Gestein ebenfalls eine Vielzahl an opaken Mineralen.

Die Probe 48204 (Abb. 4c und 5c) stammt aus dem rot-violetten Bereich der Aufschlusswand. Bei dieser Probe handelt es sich um einen Teil des Schlackenagglomerats, das sich zwischen der Basisbrekzie und den rot gefärbten Aschen und Lapilli befindet (Abb. 3). Es zeigt einen sehr variablen Aufbau mit zwei unterschiedlichen Klastentypen (Abb. 8a und b):

- Die erste Sorte Klasten sind stark verwitterte Basalte in unterschiedlicher Ausprägung. Sie haben eine nahezu opake feinkristalline Grundmasse (Abb. 8a), die unterschiedlich stark in Tonminerale umgewandelt ist. In dieser Grundmasse befinden sich Einsprenglinge aus teils frischen, teils stark verwitterten Klinopyroxenen und stark iddingsitisierten, orangefarbenen Olivinen. Mikroeinsprenglinge von Olivin sind ebenfalls vollständig iddingsitisiert. Vereinzelt gibt es Biotit-Phänokristalle. Diese Basaltklasten sind teilweise blasig mit runden Blasenhohlräumen. Manche Klasten zeigen einen orangegelben Saum und sie sind teilweise von roter Farbe, andere weisen einen dünnen, schwarzen Reaktionssaum auf.
- Die zweite Sorte Klasten hat eine feinkörnige, mikrokristalline Grundmasse von rotbrauner Farbe (z. B. Abb. 8b); es handelt sich um verwittertes bzw. hämatitisiertes und limonitisiertes vulkanisches Glas. Dieser Klastentyp ist im Dünnschliff stark mikroporig, wobei die Poren von einem orange-gelblichem Saum gekennzeichnet sind. Das Material der Klasten ist in Tonminerale umgewandelt.

Eine der Proben stammt aus den im Aufschluss roten, feinkörnigen Aschen (48203; Abb. 4c und 5d). Die Grundmasse ist im Dünnschliff von roter Farbe (hämatitisiert) und bestand ehemals aus Kristallen und vulkanischem Glas, ist jedoch überwiegend in Tonminerale umgewandelt (Abb. 8c und d), so dass die einzelnen Komponenten kaum noch unterscheidbar sind. Zusätzlich ist die Probe reich an Phänokristallen von Klinopyroxen und Hornblende. Olivin-Kristalle sind, sofern sie vorhanden waren, nicht mehr erkennbar. Vereinzelt treten xenolithische Lithoklasten in Form von gut gerundeten Quarzkristallen auf.

Probe 48202 (Abb. 4f und 5e) zeigt im Handstück auffällige kleine Blasen und wirkt noch sehr kompakt. Im Dünnschliff fällt auf, dass ihre Grundmasse nahezu vollständig zu Tonmineralen umgewandelt ist (Abb. 8e und f). Sie stammt aus dem Bereich der Scholle knapp oberhalb der Diskordanz (Bereich von Abb. 6u ist vergleichbar). Im Dünnschliff lassen sich kaum noch Bestandteile der ursprünglich basaltischen Zusammensetzung erkennen. Vereinzelt treten Phänokristalle von Klinopyroxen auf. Die Grundmasse hat einen orange-braunen Farbton und ist im Dünnschliff leicht mikroporig.


(a)
500 µm
(b)
500 µm
(c)
1 mm
(d)
200 µm
(e)
500 µm
(f)
500 µm
(g)
1 mm
(h)
500 µm

⇦ **Abb. 8:** Dünnschliffaufnahmen des Schlackenagglomerats (Probe 48204 (a und b)), der ungeschichteten Lapilli-Aschenlagen (Proben 48203 (c und d) und 48202 (e und f)) und der Tuffbrekzie (Probe 48201 (g und h)) jeweils unter parallel polarisiertem Licht (PPL; links bzw. oben) und gekreuzt polarisiertem Licht (XPL; rechts bzw. unten): **a)** Verwitterte Pyroxen- (rechts) und Biotit-Kristalle (gelbe Farbe, Mitte) in einem Klast des Schlackenagglomerats. Zusätzlich sind nicht näher definierbare Gesteinsbruchstücke (schwarz) und limonitisierte Lapilli vorhanden. Die Matrix ist größtenteils zu Ton umgewandelt. **b)** Verwitterter, stark limonitisierter, vesikulärer Klast innerhalb der Basis-Brekzie. **c)** Ausschnitt aus überwiegend vertonten Aschen-Lapillilagen. Die einzelnen Lapilli bestehen überwiegend aus basaltischem Material. Zusätzlich sind Pyroxen-Kristalle oder xenolithische Quarze vorhanden. **d)** Limonitisierte/hämatitisierte, vertonte Aschen. Vereinzelt sind gut gerundete Quarzkristalle (< 2 mm) als xenolithische Lithoklasten erkennbar. **e)** Vertonte Lapilli- und Aschenlagen. Einzelne Komponenten sind kaum noch identifizierbar. **f)** Hornblende Mikrokristalle in vertonten Lapilli-Aschenlagen. **g** und **h)** Ausschnitte aus einer Probe der Tuffbrekzie. Die verschiedenen, selten mikroporigen Blöcke und Einsprenglinge (Pyroxene) sind miteinander verschmolzen und zeigen häufig auffällig orange-braune Ränder. Zusätzlich sind gut gerundete Quarzkristalle (xenolithische Lithoklasten) erkennbar. Die Tuffbrekzie ist weitgehend zu Ton umgewandelt.

Eine Probe der Tuffbrekzie (48201; Abb. 4g, 5f, 8g und h) stammt aus dem nordöstlichsten Bereich der Aufschlusswand. Auch diese Probe ist weitgehend in Tonminerale umgewandelt, jedoch sind die Klinopyroxen-Einsprenglinge noch sehr gut erkennbar. Die tonige Grundmasse lässt sich unter dem Mikroskop nicht genauer auflösen. Sie hat eine bräunliche Farbe und ist mikroporig. Teilweise treten gut bis angerundete Quarze auf. Weitere Komponenten lassen sich durch die stark fortgeschrittene Verwitterung des Gesteins nicht näher bestimmen. Die Klinopyroxene sind chloritisiert. Viele opake Minerale sind vorhanden.

5 Geochemie

Die beiden Basaltproben 48206 und 48205 wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) auf ihre Haupt- und Spurenelemente analysiert (Tab. 1) und zur genaueren Benennung in Diskriminierungs-Diagramme geplottet (Abb. 9). Dargestellt im TAS-Diagramm (SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$; beides in Gewichtsprozent (Gew.-%); Le Bas et al. 1986; Abb. 9a) liegt Probe 48205 im Feld der Tephrite/Basanite und ist entsprechend ihres Olivingehaltes von >10% als Basanit anzusprechen. Probe 48206 liegt im Feld der Picrobasalte (Abb. 9a). Der Grund hierfür ist der stärkere Grad der Verwitterung von Probe 48206 im Vergleich zu 48205, wodurch es zu einer Veränderung der ursprünglichen geochemischen Zusammensetzung der Gesteine kam. Dies betrifft besonders die Alteration der Feldspäte, einhergehend mit einer Abreicherung an Alkali-Elementen. Die weit fortgeschrittene Verwitterung von Probe 48206 zeigt sich auch in den recht hohen Gehalten an flüchtigen/volatilen Bestandteilen (im Wesentlichen H_2O), die entweder direkt gemessen werden (Glühverlust/LOI = Loss on ignition; Tab. 1) oder aber anhand der Differenz der Elementsummen der Elemente bis 100 Gew.-% ermittelt werden können. So zeigt sich, dass die Basanite dieser Studie einen Glühverlust von 3,13 Gew.-% in Probe 48205 bzw. 7,29 Gew.-% in Probe 48206 haben; die Summe der Elemente liegt bei 96,4

Tab. 1: Analysedaten (Röntgenfluoreszensanalyse = RFA) der Basalt-Proben. Die Hauptelemente sind in Gewichtsprozent (Gew.-%) angeben, die Spurenelemente in ppm. Die genaue Lokation der beiden Proben ist Abb. 4 zu entnehmen.

Probe	48205	48206
Rechtswert	3498349	3498345
Hochwert	5586563	5586563
SiO_2	42.96	40,94
TiO_2	4,17	4,42
Al_2O_3	14,44	14,18
Fe_2O_3	13,51	13,69
MgO	5,47	6,17
MnO	0,19	0,17
CaO	10,57	10,22
Na_2O	3,11	1,21
K_2O	1,04	0,85
P_2O_5	0,97	0,81
Summe	**96,42**	**92,67**
LOI	3,13	7,29
Sc	16	25
V	323	322
Cr	41	51
Co	37	42
Ni	36	49
Cu	43	53
Zn	106	99
Ga	22	20
Rb	260	150
Sr	1033	736
Y	30	29
Zr	388	350
Nb	85	76
Ba	926	2137
W	0	4
Pb	7	3
U	2	2
Th	6	7

bzw. 92,7 Gew.-%. Zum Vergleich werden Basanite der Bohrung Bilstein (Blatt 5521 Gedern; Nesbor, 2018) herangezogen. Die Summen der Basanite aus Nesbor (2018) liegen zwischen 95,9 und 98,02 Gew. % (was einen rechnerischen Glühverlust von 1,98–4,1 Gew.-% ergibt), also teilweise deutlich über denen der Probe 48206. Die Position der hier analysierten Proben im TAS-Diagramm stimmt unter Berücksichtigung des Verwitterungsgrads von Probe 48206 mit den Basaniten aus Nesbor (2018) überein.

Zu den mobilen Elementen zählen Ti, Nb, Zr und Y. Da ihre Gehalte durch die Verwitterung wenig beeinflusst werden, können sie für eine geochemische Diskriminierung herangezogen werden. Im Zr/TiO_2 vs. Nb/Y-Diagramm (Winchester & Floyd 1977; Abb. 9b) zeigt sich, dass die beiden Proben im Feld der Alkalibasalte liegen (übereinstimmend mit den Vergleichsproben), allerdings mit einer starken Tendenz zu Basanit. Da die petrographischen Untersuchungen ein für Basanite typisches Gefüge zeigen (Einsprenglinge von Olivin

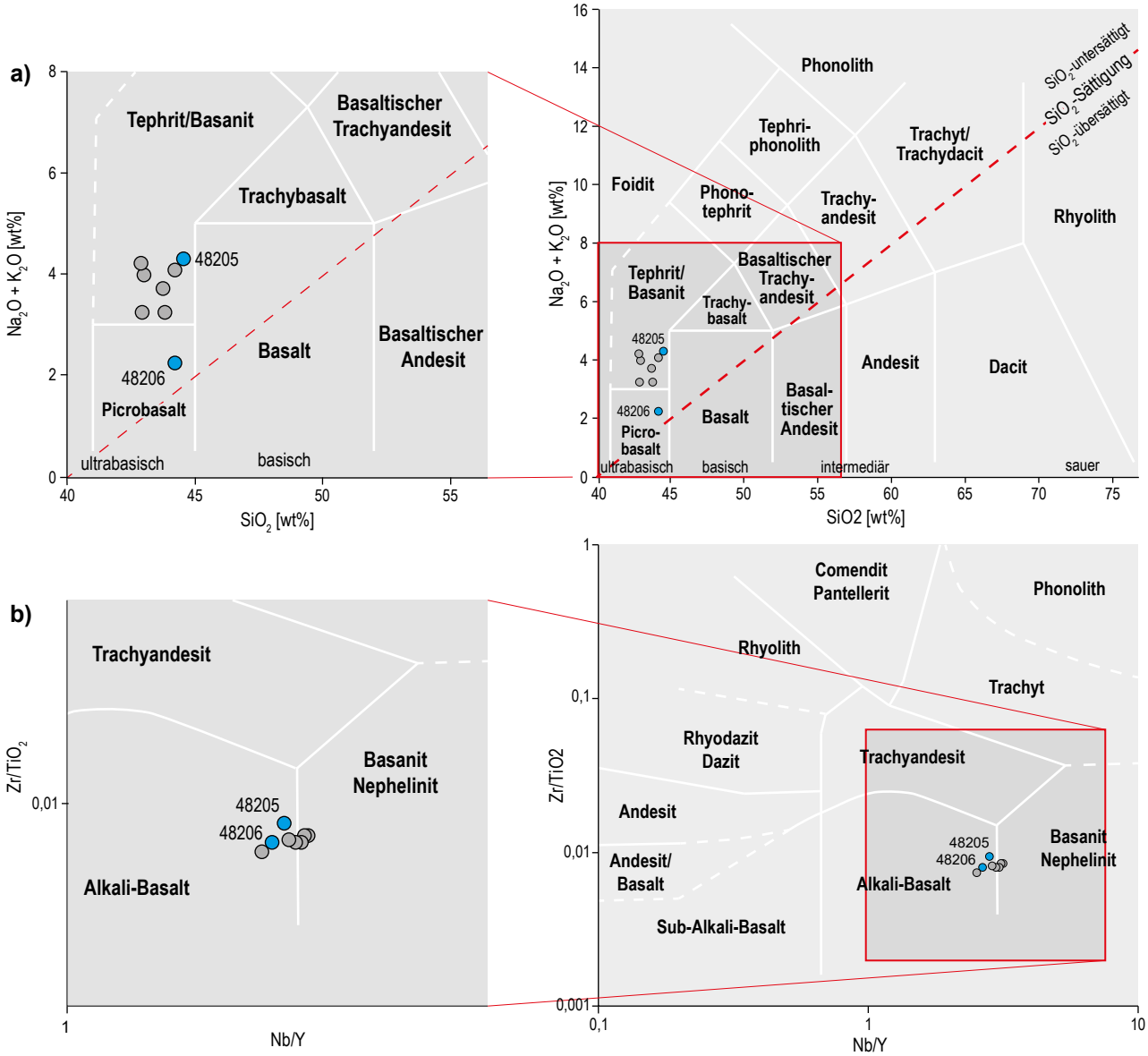


Abb. 9: Basanitproben 48205 und 48206 (blaue Punkte) zusammen mit Vergleichsproben für Basanite aus Nesbor (2018; Bohrung Bilstein, Blatt 5521 Gedern; graue Punkte) dargestellt im **a)** TAS-Diagramm (verändert nach Le Bas et al. 1986) und **b)** Zr/TiO_2 vs. Nb/Y-Diagramm (verändert nach Winchester & Floyd 1977). Die Basanitproben 48205 und 48206 plotten im Feld der Tephrite/Basanite bzw. Picrobasalte und liegen entsprechend ihres geringen SiO_2-Gehalts im ultrabasischen Bereich des Diagramms. Im Zr/TiO_2 vs. Nb/Y-Diagramm kommen die beiden Proben im Feld der Alkalibasalte, mit starker Tendenz zum Feld der Basanite, zu liegen.

und Klinopyroxen in einer stark glasigen Grundmasse) und es fließende Übergänge von Alkalibasalten zu Basaniten gibt, werden die Gesteine hier weiterhin als letztere eingeordnet.

Die Spurenelemente in den Proben 48205 und 48206 (Tab. 1) zeigen deutlich höhere Elementgehalte an V, Ba und Rb, aber deutlich niedrigere Werte für Cr, Ni und W, im Vergleich zu den Basaniten aus Nesbor (2018). Die verschiedenen Basalte des Vogelsbergs zeigen generell eine unterschiedliche Zusammensetzung; die wechselnden Gehalte sind in der Variabilität des Magmas begründet. Besonders die hohen Ba-Gehalte der Basanite dieser Studie sind ungewöhnlich; sie sind interessanterweise vergleichbar mit denen der Trachyte aus Nesbor (2018). Dies ist ein möglicher Hinweis auf eine Differenzierung des basaltischen Magmas in einem krustalen Magmareservoir (wobei ein hoher Ba-Gehalt auch mit einem hohen Gehalt an Feldspäten zusammenhängen kann). Dies wiederum könnte daraufhin deuten, dass die basaltischen Gesteine Teil der bimodalen Hauptphase sind. Im Vergleich zu den Basaniten aus Nesbor (2018) haben die Basanite dieser Studie deutlich niedrigere (10-fach niedriger) Cr und Ni, aber leicht erhöhte V Gehalte. Diese sind für den Vogelsberg sehr ungewöhnlich, aber vergleichbar mit atlantischen Basaniten aus Le Roex et al. (1990).

6 Diskussion und Interpretation

Profilabschnitt 1

Der erste Profilabschnitt wurde bereits in Kapitel 3 als Lavastrom mit Basis- und Randbrekzie charakterisiert. Seine Entstehung und heutige Ausprägung wird im Folgenden erläutert. Massige Vulkanite bilden sich entweder nach nicht-explosiven, effusiven Ausbrüchen in Form von Lavaströmen oder subvulkanisch in Bereichen des Aufstiegs oder der Intrusion von Magma. Schon der teilweise große Anteil an Blasenhohlräumen lässt im vorliegenden Fall darauf schließen, dass die Schmelze bis zur Erdoberfläche gelangte oder zumindest oberflächennah erstarrt ist. Die typische Ausbildung der begleitend auftretenden Brekzien lässt auf einen Lavastrom schließen, der an seiner Oberfläche zerbrochen ist. Solche Lavaströme werden seit Dutton (1884) als Aa-Lavaströme bezeichnet. Sie stehen im Gegensatz zu den Pahoehoe-Lavaströmen mit glatten oder gewellten Oberflächen, die nur bei sehr gering-viskosen („dünnflüssigen“) Schmelzen auftreten. Höher viskose Lavaströme erreichen beim Abkühlen schneller eine Temperatur, bei der die Schmelze an der Oberfläche erstarrt und dann bei fortgesetzter Bewegung des Lavastroms zerbricht. Sie bilden dann eine Topbrekzie. Deren Klasten können vorn und seitlich herunterfallen. Wenn ein Lavastrom die Klasten „überfährt“, bildet sich daraus eine Basisbrekzie. Außerdem bilden sich Brekzien an der Front und an den Seiten des Lavastroms. Im beschriebenen Aufschluss fehlt die Topbrekzie, was darauf zurückzuführen ist, dass das Profil oben erodiert ist. An einer Stelle ist aber ein Teil der Basisbrekzie aufgeschlossen (Abb. 3b und 6b), die hier offenbar ein Stück weit von unten in den massigen Kern des Lavastroms gedrückt wurde. Auf der rechten (nordöstlichen) Seite des Profilabschnitts handelt es sich dagegen um einen Übergang einer Basisbrekzie in eine Front- oder Seitenbrekzie. Front und Seiten des Lavastroms lassen sich ohne eine eindeutige Fließrichtung (dazu s. u.) nicht unterscheiden. Dies ist auch im beschriebenen Aufschluss der Fall. Die im Aufschluss seitlich gelegene Brekzie wird hier deshalb als Randbrekzie bezeichnet. Die Brekzie am Rand des Lavastroms ist nach oben sehr breit und unten schmal (Abb. 3b: Bereich ist mit gestrichelter Linie abgegrenzt). Die Randbrekzie wurde hier offensichtlich durch den innen mit massiger Schmelze weiterfließenden Kern des Lavastroms gegen die vorhandene Böschung (Profilabschnitt 2) gedrückt.

Zu den typischen Merkmalen von Aa-Lavaströmen gehört auch der massige Kern. In massigen Vulkaniten entstehen beim Abkühlen Schrumpfungsrisse. Diese Klüfte haben durch ihre Orientierung unterschiedliche Absonderungen zur Folge. An verschiedenen Stellen im Vogelsberg kommen in Vulkaniten die bekannten meist fünf- bis siebenseitigen Säulen vor, die senkrecht zu den Abkühlungsflächen entstehen, wenn die Schmelze abkühlt. Nicht weniger häufig sind hier aber plattige Absonderungen in basaltischen Gesteinen, wie sie im beschriebenen Aufschluss festzustellen sind. Sie werden in der Literatur allgemein selten erwähnt und zu deren Bildungsweise wurden kaum publizierte Interpretationen gefunden. Nach Lockwood & Hazlet (2010: Fig 6.40) kommen plattige Absonderungen vor allem nahe der Basis und Oberfläche des massigen Kerns von Aa-Lavaströmen vor. Dies geschieht durch die Scherung infolge der fortgesetzten Bewegung der Lavaströme, deren Viskosität während der Abkühlung zunimmt.

Nach L. Viereck (mündliche Mitteilung) lassen sich die Klüfte bei plattigen Absonderungen im Basalt teilweise auf das Einregeln von Mineralen durch die Scherkräfte parallel zur Bewegung der Schmelze zurückführen, was auch im mikroskopischen Bild erkennbar sei. Eine Einregelung von Matrix-Mineralen ist bei verschiedenen Vulkaniten, wie Andesiten und Daziten, als pilotaxitisches Gefüge beschrieben (McBirney 1993). Bei einem Auftreten eingeregelter Minerale parallel zu den Klüften ließen die Klüfte Rückschlüsse auf die Fließrichtung des Lavastroms zu (er wäre dann nach Norden oder Süden geflossen). Eine Einregelung war im vorliegenden Fall allerdings nicht nachweisbar.

Nach H.-D. Nesbor (mündliche Mitteilung) können sich plattige Absonderungen auch ohne Einregelung von Minera-

len oberflächenparallel während der Abkühlung bilden. Erklären lässt sich dies durch die Spannungen, die durch die Schrumpfung beim Abkühlen entstehen und entsprechend des Fortschreitens der Abkühlungsfront zuerst an der Oberfläche auftreten. Dadurch käme es sukzessive von außen nach innen zu einer oberflächenparallelen Ablösung kühlerer Bereiche. Dass die Klüfte bei plattigen Absonderungen oberflächenparallel verlaufen, lässt sich jedenfalls vielfach beobachten. Daraus ergibt sich, dass die Klüftung auch bei einer nicht vollständig bekannten Form eines vulkanischen Körpers zumindest Rückschlüsse auf dessen Erstreckung ermöglicht. Die Erstreckung des Rands des Lavastroms war demnach etwa senkrecht zur Wandfläche der Baugrube (in sie hinein oder aus ihr heraus) bzw. leicht schräg dazu in N–S- oder S–N-Richtung, wie es sich bei den Platten auf der rechten Seite dieses Profilabschnitts zeigt. Dieser Verlauf des Lavastrom-Rands entspricht auch dem Befund am Boden der Baugrube (siehe Profilbeschreibung Kap. 3). Hier verlief die Grenze zwischen dem dunklen basaltischen Gestein und den roten Vulkaniklastiten ebenfalls in N–S-Richtung. Der Anschnitt des Lavastroms wäre schlussfolgernd etwa ein Querschnitt oder schräger Schnitt durch den Rand des Lavastroms. Da die Basis in ihren tieferen Bereichen nicht aufgeschlossen ist und der obere Teil des Lavastroms abgetragen wurde, kann seine Mächtigkeit nicht direkt ermittelt werden.

Zusätzlich zu den Brekzien weist auch die unregelmäßige Form der Blasenhohlräume auf einen eher zähflüssigen Aa-Lavastrom hin – im Gegensatz dazu: rundlichere Blasen in geringviskoseren Pahoehoe-Lavaströmen. Aa-Lavaströme, die ähnliche Brekzien und Absonderungen zeigen, sind im Vogelsberg an verschiedenen Orten aufgeschlossen (z. B. Reischmann & Schraft 2010 und dort genannte Literatur). Nach H.-D. Nesbor (mündlich) haben Basanite (und Alkalibasalte) im Vogelsberg Aa-Lavaströme gebildet, während Pahoehoe-Lavaströme überwiegend bei tholeiitischen Basalten auftreten.

Teile des Lavastroms wurden nachträglich hydrothermal überprägt, was sich in den Füllungen der Blasenhohlräume durch Zeolithe und an den Ausscheidungen von "Bolus" zwischen den Klasten der Brekzien zeigt. Außerdem ist entlang durchgehender Klüfte teilweise eine starke Zersetzung des Gesteins festzustellen, die etwa 1 bis 2 cm in das Gestein reicht.

Profilabschnitt 2

Der zweite Profilabschnitt ist geprägt von rötlichen Farben im Kontakt zum Lavastrom sowie von geschichteten Ablagerungen im Zentrum des Abschnitts. Dort stehen überwiegend verwitterte Aschen und Lapilli an, die sich entsprechend ihrer Zusammensetzung mit enthaltenen Nebengesteinsanteilen und der fehlenden Blasigkeit als phreatomagmatische Ablagerungen interpretieren lassen. Stetige Wechsel der Korngröße im Zentimeter-Bereich repräsentieren eine große Abfolge einzelner Pulse, die je nach Energie der Eruption und der Geschwindigkeit des Transports verschieden große Partikel lieferten bzw. zur Ablagerung brachten (Cas & Wright 1988). Die Menge an Material war bei den einzelnen Pulsen jedoch nur gering. Ähnliche Abfolgen werden bei Nesbor (2018) für den Steinbruch Ober-Widdersheim als Wechsel von Fließ- und Fallablagerungen („surge and fall deposits" (Cas & Wright 1988)) phreatomagmatischer Ausbrüche beschrieben. Sie sind die Folge des Kontakts von Magma mit Grundwasser und die dabei stattfindenden Explosionen reißen tiefe Krater in die Landschaft. An Land entstehen bei solchen Ausbrüchen Maare (zunächst Maar-Vulkane) mit einem Eruptionstrichter bzw. Diatrem und einem relativ flachen ringförmigen Kraterwall. Dieser wird meist als „Tuffring" bezeichnet. Unverfestigt wäre „Tephraring" die richtigere Bezeichnung („ejecta ring" bei Kereszturi & Németh 2012). Bei weniger tiefliegendem Explosionsort entstehen ähnliche, aber weniger tief reichende Strukturen, die als Ganzes ebenfalls als Tuffringe bezeichnet werden (Kereszturi & Németh 2012). Kommt es zu einem nachfolgenden Wechsel des Ausbruchsmechanismus repräsentieren solche Ausbrüche zum Teil auch nur eine phreatomagmatische Phase von Vulkanen (Kereszturi & Németh 2012). Die Fließablagerungen stammen vermutlich von Base Surges, d.h. hochverdünnten Partikelströmen, die durch Druckwellen entstehen. Fallablagerungen ergeben sich aus den aufsteigenden Wolken, aus denen Asche und Lapilli herabfallen. Die wellenartigen Strukturen, die teilweise innerhalb der sonst planaren Schichten vorkommen (Abb. 4d), sind wahrscheinlich Antidünen-Strukturen, wie sie für Ablagerungen phreatomagmatischer Eruptionen, speziell Base Surges, typisch sind (Nesbor, mündliche Mitteilung 2021). Lorenz & Büchel (1980) beschreiben Antidünen mit ihren internen Strukturen für Maarablagerungen der Eifel. Antidünen werden auch bei McPie et al. (1993) und Doulliet (2021) beschrieben, wobei deutlich wird, dass die Vielfalt der klassifizierten und zum Teil ähnlichen Strukturen recht groß ist. Die Situation im Aufschluss verhindert eine Feststellung interner Merkmale und damit eine genaue Klassifikation der wellenartigen Strukturen. Die Variation der Korngröße war offenbar gering (überwiegend Asche) und die spätere Verwitterung hat die schon primär wohl nur schwach ausgeprägte Schichtung verwischt. So ist eine sichere Interpretation zur Entstehung der Strukturen nicht möglich.

Der untere Teil der aufgeschlossenen Abfolge besitzt eine andere Ausprägung (Kap. 3): es gibt keinen regelmäßigen Wechsel von Aschenlagen mit Lagen, die reich an Lapilli sind, sondern hier scheint die Mächtigkeit der gebildeten Schichten viel größer zu sein (z. B. helle Schichten in Abb. 6m). Eine primäre interne Laminierung deutet sich in den Aschen zwar an (Abb. 6m), ist aber durch Verwitterung und mögliche Verlagerung von Eisenverbindungen, die als bräunliche Verfärbungen auftreten, nicht mehr sicher festzumachen. Ähnlich ist es bei den gröberen Lagen (Abb. 6n und 6p). Der Ausbruchsmechanismus war hier offenbar anders und nicht von Pulsen partikelarmer Base Surges bestimmt. Der Anteil des Fallouts aus den gebildeten Aschewolken war hier wohl höher bzw. die

Ausbrüche/Explosionen lieferten mehr Material mit einem homogeneren Korngrößenspektrum. Eine Gradierung ist dabei nicht erkennbar. Als juvenile Komponenten sind hier Glimmer und Pyroxene erhalten geblieben (Abb. 6n). Auch in diesem Teil der Abfolge ist das Vorhandensein von Nebengesteinskomponenten (z. B. gerundete Quarzkörner) ein Hinweis auf phreatomagmatische Ausbrüche.

Im oberen, rot gefärbten Teil der Abfolge tritt ebenfalls ein mächtigeres Schichtpaket ohne deutlich erkennbare interne Schichtung auf. Dieses wurde aus Asche gebildet, enthält aber zusätzlich dichte Basalt-Blöcke (Abb. 4b und c, 6i und j). Eine solche Zusammensetzung ist ebenfalls typisch für phreatomagmatische Ausbrüche. Die großen Energien, die beim Zusammentreffen von Wasser und Magma frei werden, führen nicht nur zu einem hohen Fragmentierungsgrad der primären Klasten und teilweise auch des Nebengesteins, sondern auch zu einem Herausprengen massiver Nebengesteinsblöcke. Deren ballistischer Transport und Auftreffen lässt sich oft noch anhand verdrückter Schichten feststellen, was hier allerdings nicht nachweisbar ist.

Der oberste Teil der Abfolge, das Schlackenagglomerat, besitzt einen anderen Charakter als die zuvor beschriebenen Ablagerungen. Die Klasten sind teilweise sehr blasenreich. Diese Eigenschaft sowie die Verteilung der Blasen mit größeren Blasen im Inneren und kleineren am Rand der Klasten, ist typisch für Klasten, die noch plastisch waren, als sie ausgeworfen wurden. In solchen Fällen ist eine Expansion der Gasblasen noch während des Flugs möglich, wobei dieser Prozess durch Abkühlung außen schneller endet und die Blasen am Rand kleiner bleiben als innen. Hier handelt es sich demnach nicht um Blöcke, sondern vulkanische Bomben. Solche Merkmale der Blasigkeit sind auch bei den größeren Lapilli zu finden. Blasenreiche Klasten verschiedener Größe lassen sich als vulkanische Schlacken zusammenfassen (Cas & Wright 1988). Das Vorkommen explosiv geförderter Schlacken zeigt, dass hier während des Ausbruchs ab einem bestimmten Zeitpunkt auch magmatische Entgasung stattgefunden hat. Dies ist bei fehlendem oder geringem Einfluss von Wasser der übliche Ausbruchsmechanismus basaltischer Magmen und führt bei fortgesetzter Tätigkeit zur Bildung von Schlackenkegeln (z. B. Schmincke 2015). Wegen der nur geringen Menge abgelagerter Schlacken ist es hier nicht zur die Entwicklung eines Schlackenkegels gekommen. Nach Kereszturi & Németh (2012) ist die Dauer und Reihenfolge verschiedener Phasen auch bei monogenetischen Vulkanen variabel und führt zur Bildung vielfältiger, komplexer Vulkanbauten. Zwischen den verschiedenen Ausbruchsmechanismen können Übergänge und zum Teil auch mehrfache Wechsel vorkommen (entscheidend ist die Relation Wasser/Magma, also auch die Magmenförderrate). Damit ist es möglich, dass Kennzeichen beider Ausbruchsmechanismen in den gebildeten Ablagerungen zu finden sind. So ist es zu erklären, dass in dem hier als Schlackenagglomerat bezeichneten Gestein neben den blasenreichen Komponenten auch viele eckige, blasenarme Klasten vorkommen, die auf eine Rolle externen Wassers hindeuten. Andererseits treten in den vorher geförderten Aschen im Liegenden des Schlackenagglomerats neben den Blöcken auch einzelne Bomben auf. Ausgehend von einer primären Lagerung, wären somit am Ende der vorherrschend phreatomagmatischen Phase schon Klasten ausgeworfen worden, die keinen Kontakt mit Wasser hatten und der Wechsel des Ausbruchstyps deutete sich damit vorher an.

Der überwiegende Teil der Abfolge im zweiten Profilabschnitt lässt sich also als Ergebnis phreatomagmatischer Ausbrüche interpretieren. Zusammen mit der charakteristischen Form eines Walles, der von schrägen Schichten gebildet wird, bietet es sich an, diese Struktur als Querschnitt eines Tephrarings bzw. Kraterwalls zu interpretieren, der den Rand eines Maarkraters bildet (Abb. 3b). Nur im letzten Teil der Abfolge dominierte magmatische Entgasung mit Schlackenbildung. Der zweite Profilabschnitt lässt sich insgesamt als Tuff- bzw. Tephraring mit einer Bedeckung von Schlacken zusammenfassen. Die gesamte Abfolge scheint kontinuierlich entstanden zu sein.

Die auffällige Rotfärbung reicht von der Grenze zwischen Profilabschnitt 1 und 2 mit abnehmender Intensität bis weit in die Abfolge hinein. Sie lässt sich auf eine thermische Überprägung der Abfolge durch den Lavastrom zurückführen, der nach der Ablagerung der Schlacken geflossen ist und den Wall erreicht hat. Im Kontakt wurden die Schlacken und das Liegende darunter „gefrittet“, wobei sich enthaltenes Eisen in Hämatit umwandelte. Die Verfestigung der Aschen zu Tuff erfolgte entweder vor der Frittung oder erst dadurch.

Es gab nicht nur eine thermische Beeinflussung der Vulkaniklastika, sondern auch eine mechanische. Die Bewegung des Lavastroms bzw. dessen randlicher Brekzie hat offenbar teilweise in die Schlacken hineingewirkt, denn einzelne Bomben wurden in die Brekzie eingearbeitet. Abb. 6g zeigt in der Bildmitte eine Bombe, die direkt oberhalb der Grenze in der gelblichen Basisbrekzie des Lavastroms liegt, was in Abb. 6e im Überblick deutlich wird. Dementsprechend wurde ein Teil der Schlacke durch den Lavastrom erodiert. Wie groß deren ursprüngliche Mächtigkeit war, lässt sich nicht sagen, aber es ist von einer eher geringen Abtragung auszugehen, da nur wenige Schlacken am Kontakt in die Brekzie des Lavastroms eingearbeitet sind. Rechts neben dem Hammer in Abb. 6e hat sich auch eine Art „Tasche“ mit Material der Brekzie in die Schlacken gedrückt. Eine durchgehende Grenze zwischen Lavastrom und Schlackenagglomerat lässt sich unter diesen Voraussetzungen nur eingeschränkt genau definieren und könnte auch als Erosionsdiskordanz angesehen werden.

Auf die bereits kurz erwähnten bräunlichen Verfärbungen durch Eisenverbindungen wird nun näher eingegangen. Das in basaltischen Magmen und entsprechenden Mineralen enthaltene Eisen wird bei der Verwitterung frei und geht neue Verbindungen ein. Diese bewirken gelbe, braune und rote Farbtöne in Gesteinen und Böden. Gleichzeitig führt die Lösung des

Eisens in durchströmenden Wässern zu dessen Verlagerung. In den verwitterten Ablagerungen aus Aschen und Lapilli ist nicht immer eindeutig, ob Eisenverbindungen vorhandene Strukturen hervorheben oder sekundär neue geschaffen haben. Ein Beispiel für eine Struktur mit nicht eindeutiger Entstehungsweise ist das Muster, das aufgebogenen Schichten ähnelt (Abb. 6o und 6p). Hier zeigen die Ablagerungen im Liegenden und Hangenden ein Einfallen von etwa 20° im gesamten Profilabschnitt. Makroskopisch sind außer der Farbe keine weiteren Merkmale, insbesondere kein Korngrößenwechsel, erkennbar, die auf echte Schichtung hinweisen. Ein tatsächliches Umbiegen ist innerhalb der Abfolge nicht erklärbar. Stattdessen scheint ein homogenes Schichtpaket vorzuliegen, in dem nachträgliche Eisenausfällungen stattgefunden haben – was nun Schichten vortäuscht. Strukturen, die diesen ähneln, kommen auch in anderen Gesteinen als sekundäre Bildungen vor. So sind in Sandsteinen sogenannte Liesegang´sche Ringe bekannt. Sie stellen rhythmisch wechselnde Einlagerungen und Verfärbungen dar, die nicht mit der ursprünglichen Schichtung korrelieren, sondern entlang der Wege des Wassers entstehen (Tucker 2003). Ohne detaillierte Analysen auf mögliche Wechsel der Korngrößen oder der Zusammensetzung (die leider nicht durchgeführt werden konnten) können Schichtgrenzen nur dort sicher angesprochen werden, wo ein deutlicher Wechsel der Korngröße erkennbar ist. Schichtung kann umgekehrt auch nicht immer sicher ausgeschlossen werden. An dieser Stelle ist allerdings völlig unplausibel, dass die Verfärbung Schichtgrenzen nachzeichnet. Auch in anderen Einheiten des Profils täuschen manche Verfärbungen offenbar eine falsche interne Schichtung vor.

Die Störungen mit Versatz, die sich im unteren Teil der Abfolge erkennen lassen (Abb. 6m unten), deuten darauf hin, dass Teile der vulkaniklastischen Ablagerungen unter der Masse des Lavastroms kompaktiert wurden, da der relative Versatz entsprechend erfolgt ist.

Profilabschnitt 3

Der dritte Profilabschnitt weist eine auffällige Diskordanz zum zweiten Profilabschnitt auf und lässt sich grob in zwei Teile gliedern. Direkt an die Diskordanz angrenzend befindet sich eine gut erkennbare Scholle. Angrenzend folgt eine schlechter erkennbare Scholle und zwischen beiden liegt eine sehr undeutliche Scholle. Das übrige Material in diesem Profilabschnitt ist insgesamt sehr schlecht sortiert und wirkt chaotisch. Im Folgenden werden bestimmte Aspekte der Schollen näher betrachtet.

Der Lapillituff im unteren Teils der Scholle, der als Blasen-Tuff beschrieben wird, belegt durch das Vorhandensein der Blasen, dass es sich um eine primäre Ablagerung handelt, dass also keine nachträgliche Umlagerung stattgefunden hat (Füchtbauer 2009). Solche Blasen-Tuffe sind charakteristisch für Ablagerungen aus „feuchten Wolken“ phreatomagmatischer Eruptionen (Cas & Wright 1988).

Über einer zwischengeschalteten Ascheschicht folgt im Hangenden das dunkle Schlackenagglomerat (Abb. 6s). Bei der Interpretation der Blasigkeit der Klasten dieses Agglomerats sind ähnliche Aspekte zu beachten, wie für das Schlackenagglomerat des zweiten Profilabschnittes. Der hohe Anteil an Blasen, der hier noch stärker ausgeprägt ist als bei den anderen Schlacken, ist ein Beleg für eine magmatische Entgasung als Eruptionsmechanismus. Auch hier muss eine weitere Expansion der Blasen in den Klasten erfolgt sein, während diese durch die Luft transportiert wurden. In diesen Schlacken wurden ausschließlich blasenreiche Klasten gefunden, so dass hier kein Einfluss von Wasser nachweisbar ist. Diese Schlacken sind mächtiger als die Schlacken von Profilabschnitt 2 und wurden nicht thermisch überprägt. Es scheint, als hätten sie selbst im Liegenden eine geringmächtige Frittung erzeugt, da in dieser Einheit oben eine Rotfärbung festzustellen ist. Die Neigung der Schichten (> 35°) ist zu groß für eine primäre Ablagerung und spricht für eine Verkippung.

Bei der nordöstlichen der drei Schollen lassen sich die Schlacken noch gut erkennen, während die darunterliegenden Einheiten nur noch ansatzweise in ihrer Lagerung nachvollziehbar sind. Die mittlere Scholle wurde anscheinend zwischen den anderen beiden anderen Schollen (bzw. den Störungen) fast vollständig zerdrückt oder „verschmiert“, wobei die vorhandenen Störungen zwischen den Schollen undeutlich ausgebildet sind. Trotzdem ergibt sich das Bild eines Staffelbruchs mit einer kurzen Schollentreppe, deren Schollen nach NE abgerutscht sind. Es ist anzunehmen, dass die erste Scholle ursprünglich im oberen Bereich des Tephrarings bzw. Kraterwalls lag und auf der Diskordanz abgeglitten ist. So passt ihre Abfolge grob zur Abfolge des zweiten Profilabschnitts. Auch hier folgen auf die Ablagerungen, die auf phreatomagmatische Eruptionen zurückzuführen sind, im Hangenden abgelagerte Schlacken, die Eruptionen mit magmatischer Entgasung belegen. Dass das Schlackenagglomerat hier mächtiger und nicht gefrittet ist, erklärt sich dadurch, dass diese Scholle abgerutscht sein kann, bevor der Lavastrom den Tephraring erreichte. Dass im zweiten Profilabschnitt kein Blasen-Tuff erkennbar ist, könnte auf die stärkere Verwitterung zurückzuführen sein.

Problematisch für die Interpretation ist, dass das Schlackenagglomerat des zweiten Profilabschnitts nicht-blasige Klasten enthält, während diese bei dem Schlackenagglomerat der Scholle fehlen. Wenn diese Schlackenagglomerate in ähnlicher Position am oberen Rand des Kraterwalls lagen, würde dies einen kleinräumigen Wechsel der Zusammensetzung voraussetzen, der schwierig herzuleiten ist. Eine mögliche Erklärung ist, dass der sichtbare Teil der Scholle nicht genau aus dem sichtbaren Bereich der Diskordanz stammt, weil diese nicht parallel zur Wand in NE-Richtung abgerutscht ist. Der Schnitt durch den Tephraring bzw. Kraterwall verläuft nicht zum möglichen Ausbruchszentrum hin, sondern schräg durch den Tephraring, was sich anhand des Einfallens der Schichten

nach W (Kap. 3) und anhand des Verlaufs der gefritteten Zone am Boden der Baugrube in N-S-Richtung zeigen lässt. Daher sollte die Scholle nach E abgerutscht sein und würde dann aus einem Bereich des Tephrarings stammen, der nördlicher liegt, als der sichtbare Teil des Profils. Die Scholle und die Schlacken hätten danach nicht nur höher im Kraterwall gelegen, sondern auch in einem etwas weiter entfernten Teil des Kraterwalls, so dass mit der größeren Distanz auch fazielle Unterschiede ausgeprägter sein könnten. Die anzunehmende Distanz ist allerdings auch dann noch gering für diesen deutlichen Unterschied. Die Schollen werden hier trotzdem einer Kraterrandverwerfung mit Schollen zugeordnet, wie sie bei Maaren im Randbereich des Kraters vorkommen. Dies ist insbesondere bei Maar-Kratern in „weichem" Untergrund der Fall, die eine flachere Neigung der Innenhänge des Kraters aufweisen (Kereszturi & Németh 2012). Gemäß Abb. 2 liegt das angenommene Maar im Randbereich der Bad Salzhäuser Scholle, in der tertiärzeitliche Sedimente bis an die Oberfläche reichen. Diese bestehen überwiegend aus Sanden und Tonen. Je nach genauer Abgrenzung der Bad Salzhäuser Scholle hat sich das Maar demnach ganz oder teilweise in (sehr) weichem Untergrund entwickelt (siehe auch Kap. 8). Dass an der Kraterrandverwerfung Schollen hineingerutscht sind, passt daher zum geologischen Rahmen. Demnach wäre der ursprüngliche Kraterwall auch höher gewesen.

Der übrige Bereich des dritten Profilabschnittes wird als Kraterfüllung interpretiert. Es lässt sich dabei nicht sicher abgrenzen, welche Teile im engeren Sinne eine Diatrembrekzie eines Maars darstellen oder welche später durch abgetragenes Material aus dem Umfeld des Maars aufgefüllt wurden. Das Material oberhalb der ersten Scholle ähnelt sehr dem glimmerhaltigen Material links der Diskordanz, was darauf hindeutet, dass es aus einem Bereich des Kraterwalls stammt und von dort umgelagert wurde. Der genaue Ablauf von Abtragung und Transport bleibt allerdings unklar, da das glimmerhaltige Material in der Abfolge des Kraterwalls unter anderen Einheiten liegt. Die Abtragung müsste in einem Teil des Kraterwalls daher relativ tief gereicht haben. Eine Erklärung dafür könnte die Entstehung des Maars im Bereich eines Hanges in der Paläo-Landoberfläche sein.

Das rechts (nordöstlich) der Schollen liegende Material mit verschieden großen Blöcken und der auch sonst sehr schlechten Sortierung wurde schon als Tuffbrekzie charakterisiert und kann genetisch als Diatrembrekzie angesprochen werden (Fischer & Schmincke 1984). Es wird dementsprechend angenommen, dass das Material während der Eruption ausgeworfen worden und direkt in den Krater gefallen ist. Es erscheint wenig plausibel, dass dieses sehr schlecht sortierte Material durch Abtragung aus der Umgebung in den Krater transportiert wurde. Hieraus ergibt sich nun für den dritten Profilabschnitt das Bild eines Maartrichters mit randlichen Schollen und Diatrembrekzie, der außen von einem geschichteten Kraterwall begrenzt wird.

Wie bereits im zweiten Profilabschnitt beschrieben, gibt es Phänomene, die sich auf Eisenverlagerung zurückführen lassen. Neben der auffälligen, massiven Bildung von Brauneisenstein an der Diskordanz, gibt es solche auch im zentralen Bereich des Profilabschnitts (große dunkle Bereiche Abb. 4g links, 6v). Zusätzlich gibt es fast saiger stehende scheinbare Schichten (Abb. 4h, von etwas links der Bildmitte nach links unten ziehend). Eine primäre Bildung dieser „Schichten" ist unwahrscheinlich, da diese hier als „ein Paket" in die Brekzie hätten eingetragen werden müssen, ohne im Geringsten zerstört zu werden. Wahrscheinlich handelt es sich hier wiederum um eine Art Liesegang'scher Ringe (vergleiche Profilabschnitt 2). Auch hier ist neben der Verfärbung kein Korngrößenwechsel erkennbar, der eine primäre Schichtung bestätigen würde. Die stärkeren Verfärbungen entlang der welligen, insgesamt ungefähr horizontalen Störung (Abb. 4a ganz rechts) lassen sich eindeutig auf Anreicherung von Eisenverbindungen zurückführen. Bei dieser Störung handelt es sich vermutlich um das Resultat einer Kompaktion der Diatrembrekzie nach der Ablagerung. Es besteht auch die Möglichkeit, dass die Kompaktion hier auf die spätere intensive Verwitterung zurückzuführen ist.

Die kräftig rot gefärbten tonigen Massen oberhalb der Schollen (in zwei Bereichen) können als umgelagerte tertiärzeitliche „Roterde" (Ferralsol) gedeutet werden. Roterden haben sich unter dem feuchtwarmen Klima des Miozäns aus verschiedenen vulkanischen Gesteinen und Ablagerungen entwickelt. Sie wurden später größtenteils abgetragen und wo Relikte erhalten geblieben sind, sind sie zumindest als umgelagert anzusehen (Schwarz 1998). Es lässt sich allerdings auch nicht ausschließen, dass die roten Massen von abgetragenem gefrittetem Material aus dem Kontrakt des Lavastroms stammen. Anhand der Farbe lassen sich die Reste der Roterden in der Regel nicht von gefritteten feinklastischen vulkanischen Sedimenten unterscheiden. Es handelt sich jedenfalls nicht um Material, wie es in einer Diatrembrekzie zu erwarten wäre und wäre in jedem Fall eingetragen.

Für den südwestlichen Bereich, wo sich eine rote Masse, nahe der heutigen Oberfläche befindet, lässt sich annehmen, dass kaltzeitliche Prozesse (z. B. Solifluktion) bewirkten, dass diese Masse heute an dieser Stelle liegt. Im Fall des nordöstlichen Bereichs ist anzunehmen, dass die Masse eher im Zuge der Verfüllung des Kraters nach innen bzw. unten verfrachtet wurde, wodurch das Material bis in die Tiefe gelangt ist, wo es heute liegt.

7 Zusammenfassung und weitergehende Interpretation

Insgesamt ergibt sich für den Aufschluss in Bad Salzhausen das Bild eines Maarkraters mit Tephraring bzw. Kraterwall (Fischer & Schmincke 1984), der später von einem Lavastrom erreicht wurde.

Während phreatomagmatischer Ausbrüche baute sich ein Kraterwall aus geschichteten Aschen, Lapilli und Blöcken auf. Ein Teil des ausgeworfenen Materials fiel in den Krater zurück und bildete eine schlecht sortierte Diatrembrekzie. Zum Abschluss der explosiven Tätigkeit des Maar-Vulkans änderte dieser seinen Ausbruchsmechanismus. Der Einfluss von Wasser nahm ab und es wurden durch magmatische Entgasung auch blasenreiche Schlacken (Bomben und Lapilli) ausgeworfen. Nach dem Ende der Ausbrüche rutschten Schollen vom Kraterrand hinein. Anderes Material, das vom Kraterwall oder aus dem Umfeld abgetragen wurde, füllte den Krater weiter auf. Später floss ein Lavastrom eines anderen Vulkans zu diesem Tephraring (an ihm entlang oder auf ihn zu). Dies geschah relativ zeitnah, denn andernfalls wären die Vulkaniklastika, die ungeschützt an der Oberfläche lagen, vorher abgetragen worden oder die Schichtung wäre durch Bodenbildung und beginnende Vegetationsentwicklung und dem damals verbreiteten Baumbewuchs zerstört worden. Der Lavastrom gehörte zu den höher viskosen Aa-Lavaströmen, die Brekzien bilden. Dies passt zu seiner basanitischen Zusammensetzung, da basanitisches Magma bei geringeren Temperaturen gebildet wird und tendenziell schon kühler und damit viskoser die Erdoberfläche erreicht als z. B. tholeiitisches Magma. Mit der basanitischen Zusammensetzung hängt auch die Tendenz zur Ausbildung von Sonnenbrenner zusammen. Der Lavastrom reichte mit seiner randlichen Brekzie mindestens bis zur Höhe des Kraterwalls. Er frittete den oberen Teil der Abfolge des Kraterwalls und erodierte einen Teil der Schlacken, bevor er zum Stillstand kam. Durch hydrothermale Prozesse kam es in dem Gestein noch zur teilweisen Zersetzung und Bildung von Sekundärmineralen. Durch Verwitterung wurden die vulkaniklastischen Gesteine und Ablagerungen teilweise in Tone bzw. ihre Minerale in Tonminerale umgewandelt, wodurch die ursprünglichen Strukturen nur noch reliktisch erkennbar sind. Andere Teile der vulkanischen Produkte wurden abgetragen, was sich insbesondere am oberen Teil des Lavastroms nachvollziehen lässt (wo die Topbrekzie fehlt). Ältere Bodenbildungen können nur noch vermutet werden (fragliche „Roterden“). Als Ergebnis von Verwitterung und Abtragung lässt sich an der heutigen Landoberfläche nicht mehr erkennen, dass sich im Untergrund ein ehemaliges Ausbruchszentrum verbirgt.

Im Rahmen der Kartierungen für die Geologische Karte 1: 25 000 wurde hier kein Ausbruchszentrum erfasst (Schottler 1921), aber nun durch den Aufschluss und seine Dokumentation neu nachgewiesen. Die Lage des Ausbruchszentrums scheint mit einer Randstörung der Salzhäuser Scholle zusammenzuhängen. Deren Verlauf wird von Kirnbauer (2012) etwas anders als von Schottler (1921) angenommen, beide Darstellungen legen jedoch nahe, dass hier Magma eine vorhandene Bruchstruktur zum Aufstieg genutzt haben könnte. Der Verlauf einer Störung, wie sie Schottler (1921) im Bereich des jetzigen Aufschlusses vermutet hat (Abb. 2a), lässt sich allerdings nicht bestätigen. Für die Grenze zwischen Basalt und vulkaniklastischem Material, die er an der für ihn sichtbaren Oberfläche feststellte, hat er offenbar tektonische Ursachen angenommen, da er eine vermutete Störung eingetragen hat. Jetzt lässt sich der Basalt dagegen als Einheit verstehen, die die Vulkaniklastika überlagert hat. Die Grenze zwischen dem von Schottler (1921) verzeichneten Basalt und Tuff ist daher auf deren Ausbeißen in verschiedener Höhe innerhalb des Hanges an der Liebigstraße zurückzuführen. Die neuere Darstellung anzunehmender Störungen von Kirnbauer (2012; Abb. 2b) erscheint daher in diesem Bereich plausibler, wäre jedoch weiter im Detail zu erforschen.

Es wurde auch ein Abgleich mit Profilen im Umfeld durchgeführt (Schottler 1921, Kirnbauer 2012). Dabei war keine Parallelisierung möglich. Dies ist entweder auf eine zu große Entfernung der Standorte zurückzuführen oder die Profile liegen in einem anderen Niveau. Eine andere Struktur, die sich möglicherweise ebenfalls als Maar herausstellen könnte, ist mit dem Braunkohlen-Vorkommen („Salzhäuser Blätterkohle“, s. o.) nur 400 m westlich zu finden (Schottler 1921, Kirnbauer 2012). Die hier gebildete Blätter- und Fruchtkohle deutet auf einen ehemaligen See mit rundlicher Form hin, der zur Zeit des Vogelsberg-Vulkanismus entstanden ist und mit Pflanzenmaterial verfüllt wurde. Die historischen Untersuchungen lassen eine eindeutige Interpretation als ehemaliger Maarsee leider nicht zu.

Abschließend lässt sich festhalten, dass die ohnehin schon komplexe und besondere geologische Situation bei Bad Salzhausen (Abb. 1) mit diesem zusätzlichen Ausbruchszentrum, einem Maar an der Liebigstraße, um ein bedeutendes Element reicher geworden ist.

8 Nachtrag

Bei der Fortsetzung der Baumaßnahmen wurden im Mai/Juni 2022 am Nordostende etwa 10 bis 15 m in der Verlängerung der Baugrube helle tonige Sande aufgeschlossen (Fotos und Proben liegen bei den Autorinnen vor). Dieser lithologische Wechsel entspricht der Geologischen Karte von Schottler (1921). Ältere Anwohner bestätigen, dass das nordöstlich benachbarte Haus im Bereich einer ehemaligen Sandgrube gebaut wurde. Der sehr kleinräumige Wechsel von vulkanischen zu sedimentären Einheiten legt den Verlauf einer ungefähr N-S verlaufenden Störung nahe, wie sie Kirnbauer (2012) in seine Neuinterpretation der Geologischen Karte an dieser Stelle eingetragen hat. Hier wäre ohne eine Störung eigentlich die Fortsetzung der Schlotfüllung zu erwarten gewesen (die jünger sein muss als die Sedimente). Der Versatz müsste entsprechend der vorgefundenen Situation beträchtlich sein. Die Aufschlussverhältnisse waren allerdings weniger günstig als vorher im übrigen Teil der Baugrube, weshalb sich eine klar erkennbare Störung leider nicht nachweisen ließ.

Danksagung: Die Autorinnen danken den folgenden Personen: Stephanie Lohmeier, Heinz-Dieter Nesbor und Silja Schweitzer für die Durchsicht der ersten, vorläufigen Manuskriptversion, Stephan Buhre (Johannes Gutenberg-Universität Mainz) für die geochemischen Analysen, Nils B. Gies für die Erstellung des digitalen 3D-Profils, Heinz-Dieter Nesbor, Lothar Viereck und Thomas Kirnbauer für Diskussionen zu den makroskopisch sichtbaren Strukturen, Heiner Heggemann für die finale Durchsicht und kritischen Kommentare, Irmi Kaiser für den Hinweis auf den Aufschluss und dem Bauträger (Ruge GmbH) dafür, dass er den Zutritt zur Baustelle und damit überhaupt erst die detaillierte Aufnahme des Profils ermöglichte.

9 Schriftenverzeichnis

Boenigk, W., von der Berlie, G., Brunnacker, K., Kempf, E.K., Koci, A., Schirmer, W., Stadler, G., Streit, R. & Tobien, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. – Geol. Abh. Hessen, **75**: 98 S.; Wiesbaden.

Bogaard, P.J.F. & Wörner, G. (2003): Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany. – J. Petrol., **44**: 569–602; United Kingdom.

Bogaard, P.J.F., Wörner, G. & Henjes-Kunst, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core „Forschungsbohrung Vogelsberg 1996". – In: Hoppe, A. & Schulz, R. (Hrsg.) (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 215 S.; Wiesbaden.

Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (1988): Volcanic successions, Modern and Ancient. – 528 S., London, Boston, Sydney, Wellington.

Douillet, G.A. (2021): The supercritical question for pyroclastic dune bedforms: An overwiew. – Sedimentology, **68**, 1698–727, 12 Fig., 1 Tab., New York (Wiley Online Library).

Dutton, C.E. (1884): Hawaiian volcanoes. – In: U.S. Geological Survey annual report of the director, Vol. 4, S. 81–219; Washington.

Ehrenberg, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Mineral, **64**: 1–34; Stuttgart.

Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg – Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.

Fischer, R.V. & Schmincke, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks. 472 S., 339 Abb., Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).

Füchtbauer, H. (2009): Sedimente und Sedimentgesteine. 1140 S.; Stuttgart (Schweitzerbart).

Hoppe, A. & Schulz, R. (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 215 S.; Wiesbaden.

Jung, S. & Masberg, P. (1998): Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (Central Germany) – Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **86**: 151–177, 11 Fig., 4 Tab.; Amsterdam.

Kereszturi, G. & Nemeth, K. (2012): Monogenetic basaltic volcanoes: Genetic classification, Growth, Geomorphology and Degradation. In: Updates in volcanology-new advances in understanding volcanic systems. IntechOpen; Budapest.

Kirnbauer, T. (2007): Rezente und fossile Mineral- und Thermalwasseraustritte am Taunusrand (Exkursion D am 12. April 2007). – Jahresber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **89**: 167–192, 14 Abb.; Stuttgart.

Kirnbauer, T. (2012): Der Horst von Bad Salzhausen im Vogelsberg und dessen Mineralquellen (Bl. 5519 Hungen). – Jber. wett. Ges. ges. Naturkunde, **162**: 173–243, 11 Abb., 1 Tab.; Hanau.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – Jour. Pet., **27**, 745–750; Oxford, United Kingdom.

Lehné, R., Mohr, M, Hess, D. & Nesbor, H.-D. (2018): 3D-Modellierung zur Visualisierung der großen Maarstruktur Nieder-Ofleiden am NW- Rand des Vogelsbergs. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 127–137, 9 Abb.; Wiesbaden.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremove, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sörensen, H. & Woolley, A.R. (2002): Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – 236 S.; London (Cambridge University Press, 2005).

Le Roex, A.P., Cliff, R.A. & Adair, B.J.I. (1990): Tristan da Cunha, South Atlantic: Geochemistry and Petrogenesis of a Basanite-Phonolite Lava Series. – Jour. Pet. **31**, 779–812; Oxford, United Kingdom.

Lockwood, J.P. & Hazlett, R.W. (2010): Volcanoes Global Perspectives. 551 S.; Großbritannien (Wiley-Blackwell).

Lorenz, V. & Büchel, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. – Mitt. Pollichia, **68**: 29–100; Bad Dürkheim, Pfalz.

McBirney, A.R. (1993): Igneous Petrology. 508 S.; Massachusetts, Vereinigte Staaten (Jones & Bartlett Learning).

McPie, J., Doyle, M. & Allen, R. (1993): Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. – 196 S., 46 Abb.; University of Tansania.

Nesbor, H.-D. (2011): Vogelsberg. – In: Reischmann, T.: Tertiärer Vulkanismus. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. – Schriftenr. Dt. Geol. Gesell., 16–30; Hannover.

Nesbor, H.-D. (2018): Das Vulkangebiet Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 5–41; Wiesbaden.

Reischmann, T. & Schraft, A. (2010): Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas. – 252 S.; Wiesbaden.

Schmincke, H.-U. (2015): Vulkanismus. – 4. unveränd. Aufl., 264 S.; Darmstadt.

Schottler, W. (1921): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5519 Hungen, mit Erläuterungen. – 1. Aufl., faksimilierter Nachdruck 1993, Hessisches Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden.

Schwarz, T. (1988): Laterite im Vogelsberg (Hessen): Bauxitkonkretionen und umgelagerte Roterde. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **29**: 179–183; Bochum.

Tamura, Y., Busby, C.J. & Blum, P., and the Expedition 350 Scientists (2015): Proceeding of the International Ocean Discovery Program, Volume **350**, 42 S.

Tucker, M.E. (2003): Sedimentary rocks in the field – 288 S.; New Jersey (John Wiley & Sons).

Waitt, R.B (2007): Primary volcaniclastic rocks: Comment and Reply: Comment. Geology, **35**: 141–142.

Whitney, D.L. & Evans, B.W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, **95**: 185–187; United States

Wittenbrecher, M. (1992): Geochemie tholeiitischer und alkaliolivinbasaltischer Gesteine des Vogelsberges. – Geol. Abh. Hessen, **97**: 52 S., 12 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chem. Geol., **20**: 325–343; Amsterdam, Niederlande (Elsevier).

Wirtz, T. (1972): Beiträge zur Kenntnis der Latosole im Vogelsberg. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenfrosch., **61**: 159 S., 2 Abb., 21 Tab.; Wiesbaden.

Geol. Jb. Hessen **141**: 197–246, 19 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden 2024

Heinz-Dieter Nesbor[1]

Paläozoischer Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge als Indikator für die geotektonische Entwicklung in Mitteleuropa

Kurzfassung

Paläozoische Vulkanite im Rheinischen Schiefergebirge zeugen in dem Zeitraum vom jüngeren Silurium bis ins Unterkarbon von einem intensiven Vulkanismus auf dem südlichen Schelfgebiet von Avalonia, dem südlichen Teil Laurussias. Von diesen vulkanischen Gesteinen wurden 187 neue geochemische Analysen ausgewertet, die eine Unterscheidung anhand indikativer Spuren-Elemente und Seltener Erd-Elemente einerseits in einen Intraplatten-Vulkanismus, andererseits in einen subduktionsbezogenen Vulkanismus erlauben. Letzterer begann im Silurium, setzte sich über das gesamte Devon und bis ins Unterkarbon fort. Auslöser der vulkanischen Aktivitäten war die Subduktion des Rheischen Ozeans nach Norden unter den Südrand Avalonias. Über der Subduktionszone hatte sich ein magmatischer Bogen entwickelt, auf dem über die gesamte Zeitspanne hoch explosive Eruptionen stattfanden.

Nördlich des magmatischen Bogens öffnete sich ab dem Unterdevon das Rhenoherzynische back-arc-Becken, wodurch Avalonia in einen nördlichen und einen südlichen Teil aufgetrennt wurde. Als Folge des zunehmenden Rifting der kontinentalen Kruste, setzte ab dem Givetium, parallel zu dem subduktionsbezogenen Vulkanismus, ein intensiver bimodaler Intraplatten-Vulkanismus ein, der neben den vorherrschenden alkalibasaltischen bis basanitischen Schmelzen für Rift-Zonen typische pantelleritische Magmen förderte. Dieser erste vulkanische Zyklus endete, nach einer längeren Unterbrechung im tieferen Oberdevon, mit der Förderung primitiver alkalibaltischer Magmen im Höchsten Famennium. Durch das Zurückweichen der Subduktionszone (roll back) wanderte Süd-Avalonia zunehmend in südliche Richtung bei gleichzeitiger Erweiterung des back-arc-Beckens. Im Unterkarbon begann ein neuer vulkanischer Zyklus, der durch tholeiitische Magmen gekennzeichnet war. An dessen Ende wurden wiederum primitive alkalibasaltische Schmelzen gefördert. Eine weite Verbreitung des Vulkanismus über die heute durch das Abtragungsniveau limitierten Grenzen hinaus werden durch subvulkanische Lagergänge und Förderspalten im Bereich des Taunus- und des Siegen-Antiklinoriums belegt.

Nach der Schließung der ozeanischen Bereiche im Unterkarbon folgte die Kollision von Laurussia mit Armorika und Gondwana, die die Variskische Orogenese auslöste. Dabei wurden Armorikanischen Decken über weite Strecken auf das Autochthon und Par-Autochthon des Rheinischen Schiefergebirges überschoben. Gleichzeitig ist vor der nach Norden fortschreitenden Deckenfront der Flysch der Kulm-Grauwacke-Formation sedimentiert worden.

Abstract

Palaeozoic volcanic rocks are widely distributed within the sedimentary rock sequence of the Rhenish Massif. They bear witness, from the late Silurian to the early Carboniferous, to intense volcanism in the southern shelf area of Avalonia, the southern part of Laurussia. A total of 187 new geochemical analyses of these volcanic rocks have been evaluated, allowing a distinction based on indicative trace elements and Rare Earth Elements between intraplate volcanism and subduction-related volcanism. The latter began in the Silurian and continued through the entire Devonian and into the early Carboniferous. The trigger for the volcanic activities was the subduction of the Rheic Ocean northward beneath the southern margin of Avalonia. A magmatic arc had developed above the subduction zone, where highly explosive Plinian to Ultraplinian eruptions occurred throughout the entire timespan. Their products are extensively documented in the Taunus, the Lahn and Rhein area, the Hunsrück and the Lenne area within the Siegen Anticline. From the Middle Devonian onward, the pyroclastic fall deposits become more distal and occur abundantly as fine-grained ash-tuff layers in the thick clastic sedimentary rock sequence.

To the north of the magmatic arc, the Rhenohercynian back-arc basin opened from the Lower Devonian onwards, whereby Avalonia was split into a northern and a southern part. This crustal extension resulted from the ongoing subduction of the Rheic Ocean northward beneath the southern margin of Avalonia. As a result of the increasing rifting of the thinned continental crust of the southern Avalonian shelf area, intense bimodal intraplate volcanism began in the Give-

[1] Dr. Heinz-Dieter Nesbor, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden, E-Mail: dieter-nesbor@t-online.de, Tel.: +49 (611) 597626

tian, parallel to the subduction-related volcanism, persisting until the early Frasnian. These processes led not only to the eruption of basaltic melts but also to the development of highly differentiated pantelleritic trachytes and pantellerites, as is typical in rift zones. This first volcanic cycle ended, after a long interruption in the deeper Upper Devonian, with the eruption of primitive baltic magmas in the highest Famennian. Due to the retreat of the subduction zone (roll back), Southern Avalonia migrated increasingly southward with simultaneous expansion of the back-arc basin. In the Early Carboniferous, a new volcanic cycle began, which is characterized by tholeiitic magma. The volcanism ended with the eruption of primitive alkali basaltic melts. The products of both volcanic cycles occupy large areas in the Lahn-Dill region, the Kellerwald, and the Waldeck region. Subvolcanic intrusions and feeder dikes in the northern areas of the Taunus and Siegen anticline evidence the widespread distribution of volcanism beyond the present-day limits imposed by erosion.

After the closure of the oceanic areas in the Lower Carboniferous, the collision of Laurussia with Armorica and Gondwana followed, which triggered the Variscan orogeny. As a result, Armorican nappes thrusted over long distances onto the autochthonous and para-autochthonous units of the Rhenish Massif. Simultaneously, the flysch of the Kulm-Grauwacke Formation was sedimented ahead of the northward advancing nappe front.

Inhalt

1 Einleitung	198
2 Geologische Übersicht	199
2.1 Subduktionsbezogener Vulkanismus	199
2.2 Intraplatten-Vulkanismus	205
3 Analysenmethoden und Probenherkunft	207
4 Ergebnisse	208
4.1 Petrographie der subduktionsbezogenen Vulkanite	208
4.2 Petrographie der Intraplatten-Vulkanite	209
4.3 Geochemie	211
5 Diskussion und Folgerungen	218
6 Schriftenverzeichnis	224

1 Einleitung

Das Rheinische Schiefergebirge repräsentiert – als Teil der Rhenoherzynischen Zone im Variszikum (Kossmat 1927) – einen Ausschnitt des südlichen Schelfgebietes von Avalonia, dem südlichen Teil Laurussias. Dieser Großkontinent war im jüngeren Paläozoikum durch das Zusammenschweißen verschiedener Kontinentanteile (Laurentia, Baltika, Avalonia) entstanden. Laurentia bildete das westliche und Baltika das nördliche Teilgebiet von Laurussia. Avalonia schloss im Süden an Baltika an. Die in der Folgezeit in der Zeitspanne vom jüngeren Silurium bis ins Unterkarbon auf dem avalonischen Krustensegment am Südrand von Laurussia ablaufenden geotektonischen Prozesse waren mit umfangreichen vulkanischen Ereignissen verbunden, deren Produkte in die sedimentäre Gesteinsabfolge des Rheinischen Schiefergebirges eingeschaltet sind. Mithilfe moderner vulkanologischer, petrologischer und geochemischer Analysemethoden lassen sich die Eruptionsprozesse der Gesteinsschmelzen erfassen und deren magmengenetische Kennzeichen charakterisieren. Die hier vorgestellten Auswertungen von 187 neuen Gesteinsanalysen (Tab. 1-3) erlauben zudem Rückschlüsse über die geotektonische Situation am Südrand von Avalonia während des jüngeren Paläozoikums.

Die Gesteinsabfolgen des Rheinischen Schiefergebirges sind seit über 200 Jahren Gegenstand zahlreicher geowissenschaftlicher Untersuchungen. Dabei standen wegen der metallischen Rohstoffe, die früher von großer wirtschaftlicher Bedeutung waren, vor allem lagerstättenkundliche Zielsetzungen im Vordergrund. Die erforderlichen regionalgeologischen und stratigraphischen Kenntnisse wurden wesentlich im Rahmen einer umfassenden geologischen Landesaufnahme erlangt. Dabei sind auch die in großem Umfang vertretenen vulkanischen Gesteine erfasst und beschrieben worden.

Plattentektonische Rekonstruktionen haben für Mittel- und Westeuropa in den letzten 40 Jahren zunehmend Eingang in die Literatur gefunden (z. B. Weber & Behr 1983, Matte 1986, Murphy & Nance 1989, 1991, Franke 1989, 1995, 2000, Scotese & McKerrow 1990, Bachtadse & Briden 1990, Nance & Murphy 1996, Keppie et al. 1996, 2003, Tait et al. 1997, Nance et al. 2002, 2010, 2012, Stampfli et al. 2002, 2013, Murphy et al. 2002, 2010, Linnemann et al. 2004, 2007, von Raumer & Stampfli 2008, Torsvik & Cocks 2004, 2013, Kroner & Romer 2013, Franke & Dulce 2017, Franke et al. 2017, Franke 2023). Unabhängig davon haben Provenienz-Analysen an siliziklas-

tischen Sedimentgesteinen in jüngerer Zeit zu weitreichenden geotektonischen Folgerungen geführt, wobei konkurrierende Vorstellungen diskutiert werden (z. B. Haverkamp et al. 1992, Martínez Catalán et al. 2004, Linnemann et al. 2007, 2023, Meinhold et al. 2013, Eckelmann et al. 2014, Gutierrez-Alonso et al. 2015, Mende et al. 2019, Dörr & Stein 2019, Dörr et al. 2017, 2022, Kirchner & Albert 2020). Diese neuen Liefergebietsanalysen wurden mithilfe radiometrischer Methoden (U-Pb LA-SF-ICP-MS-Alter) an detritischen Zirkonen durchgeführt, die zum Schwermineralspektrum in allen Sandsteinen und Grauwacken gehören. Darüber hinaus kamen verfeinerte geochemische Analyseverfahren an vulkanischen Gesteinen zum Einsatz, um die geotektonischen Prozesse zu rekonstruieren (von Raumer et al. 2017). Ziel der vorliegenden Arbeit ist durch Verbreiterung der Datenbasis zu einem besseren Verständnis dieser Prozesse beizutragen.

2 Geologische Übersicht

Magmatische Prozesse sind entweder an Plattenränder im Bereich von Subduktionszonen gebunden oder treten innerhalb der Platten auf, z. B. in Bruchzonen und/oder in Dehnungsstrukturen (rifting). Im Rheinischen Schiefergebirge sind beide Typen vertreten.

Die ältesten dokumentierten vulkanischen Eruptionen ereigneten sich im Silurium, wobei die bisher vorliegenden radiometrischen Datierungen keine genauere Zuordnung erlauben (Sommermann et al. 1992, 1994). Bei den betreffenden Aktivitäten handelte es sich um einen bimodalen Vulkanismus, dessen Produkte den Südrand des Taunus maßgeblich aufbauen (Abb. 1). Die dort aufgeschlossenen Meta-Rhyolithe und -Andesite weisen eine typische subduktionsbezogene Signatur auf. Diese Art von Vulkanismus setzte sich im gesamten Unterdevon fort, wobei zunehmend aus hochexplosiven Eruptionen stammende pyroklastische Gesteine dokumentiert sind. Diese z. T. mehrere 10er Meter bis über 100 m mächtigen Ablagerungen treten großflächig im Hintertaunus, von der unteren Lahn über den Mittelrhein bis in den Hunsrück sowie im Lenne-Gebiet innerhalb des Siegen-Antiklinoriums auf (Abb. 1). In letzterem sind noch größere Vulkangebäude erhalten geblieben und z. T. in Steinbrüchen aufgeschlossen. Ab dem Mitteldevon werden die pyroklastischen Fallablagerungen immer feinkörniger und sind in dem mächtigen klastischen Sedimentgesteinsstapel nur schwer auffindbar. Das ändert sich erst im Unterkarbon, während dem pyroklastische Fallablagerungen mit typischer subduktionsbezogener Signatur aufgrund der extrem geringen Hintergrund-Sedimentation wieder deutlich sichtbar werden. Die in die feinklastischen Sedimentgesteine des Unterkarbons im Rhenoherzynikum immer wieder eingeschalteten cm- bis dm-mächtigen Aschentuffe wurden ursprünglich von Dehmer et al. (1989) als „saure Äquivalente des Deckdiabas-Vulkanismus“ interpretiert. Neue geochemische und petrologische Untersuchungsergebnisse haben jedoch gezeigt, dass diese Aschentuffe von einem dacitischen bis rhyodacitischen Inselbogen-Vulkanismus weit außerhalb des Rhenoherzynikums abzuleiten sind (van Ameron et al. 2002).

Ab dem Givetium kam es im Rheinischen Schiefergebirge parallel zu dem subduktionsbezogenen Vulkanismus zu einem intensiven bimodalen Intraplatten-Vulkanismus, dessen ausschließlich alkalischen Produkte im Lahn-Dill-Gebiet und im Kellerwald großflächig ausstreichen (Abb. 2). Im Givetium bis zum tiefen Frasnium wurden sie in den betreffenden Gesteinsabfolgen zum dominierenden Element. Dieser erste Zyklus des Intraplatten-Vulkanismus dauerte mit Unterbrechungen bis zum Ende des Devons an (Abb. 3). Im Unterkarbon begann ein neuer vulkanischer Zyklus, der von tholeiitischen Magmen geprägt war, die ebenfalls große Areale in den genannten Gebieten einnahmen.

2.1 Subduktionsbezogener Vulkanismus

Vulkangebiet Süd-Taunus (Phyllit-Zone)

Am Taunus-Südrand sind in einem ca. 40 km langen und bis 4 km breiten Streifen vulkanische Gesteine des Siluriums aufgeschlossenen (Abb. 1, 3), die zu der von Scholtz (1930) als Nördliche Phyllit-Zone bezeichneten tektonischen Einheit gehören. Diese Bezeichnung erfolgte unter den damals allgemein anerkannten, fixistischen Vorstellungen, dass das betreffende Gebiet als Schieferhülle der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (Brinkmann 1948) aufzufassen ist. Aufgrund dieser Vorgeschichte bevorzugte Klügel (1997) den neutraleren Begriff „Phyllit-Zone”, dem hier gefolgt wird. Das Taunus-Antiklinorium untergliederte er in Süd-Taunus (auch Vordertaunus genannt), Taunuskamm-Einheit und den daran nördlich anschließenden Hintertaunus. Die Phyllit-Zone erstreckt sich vom Süd-Hunsrück über den Süd-Taunus bis in die Wippra-Zone des Süd-Harzes. Dabei weisen die drei Teilabschnitte jeweils eine vollkommen eigenständige stratigraphische und lithologische Entwicklung auf. Dagegen ähneln sich ihr während der Variskischen Orogenese entstandener tektonischer Baustil und ihre metamorphe Überprägung sehr. Sie unterscheiden sich dadurch deutlich von den nördlich anschließen-

den Gebieten der Taunuskamm-Einheit und des Hintertaunus (Oncken et al. 1995, Klügel 1997).

In der Phyllit-Zone nimmt der Süd-Taunus, der auch als Vordertaunus bezeichnet wird, eine Sonderstellung ein. So sind dort Relikte eines bimodalen Vulkanismus aufgeschlossen, die eine typisch subduktionsbezogene Geochemie aufweisen (Meisl 1990, 1995, von Raumer et al. 2017). Dieses allseitig durch Überschiebungen und Mylonit-Zonen begrenzte Gebiet (Klügel 1997) wird als kleiner Rest eines magmatischen Bogens interpretiert (Franke 2000, 2023, Oncken et al. 1995).

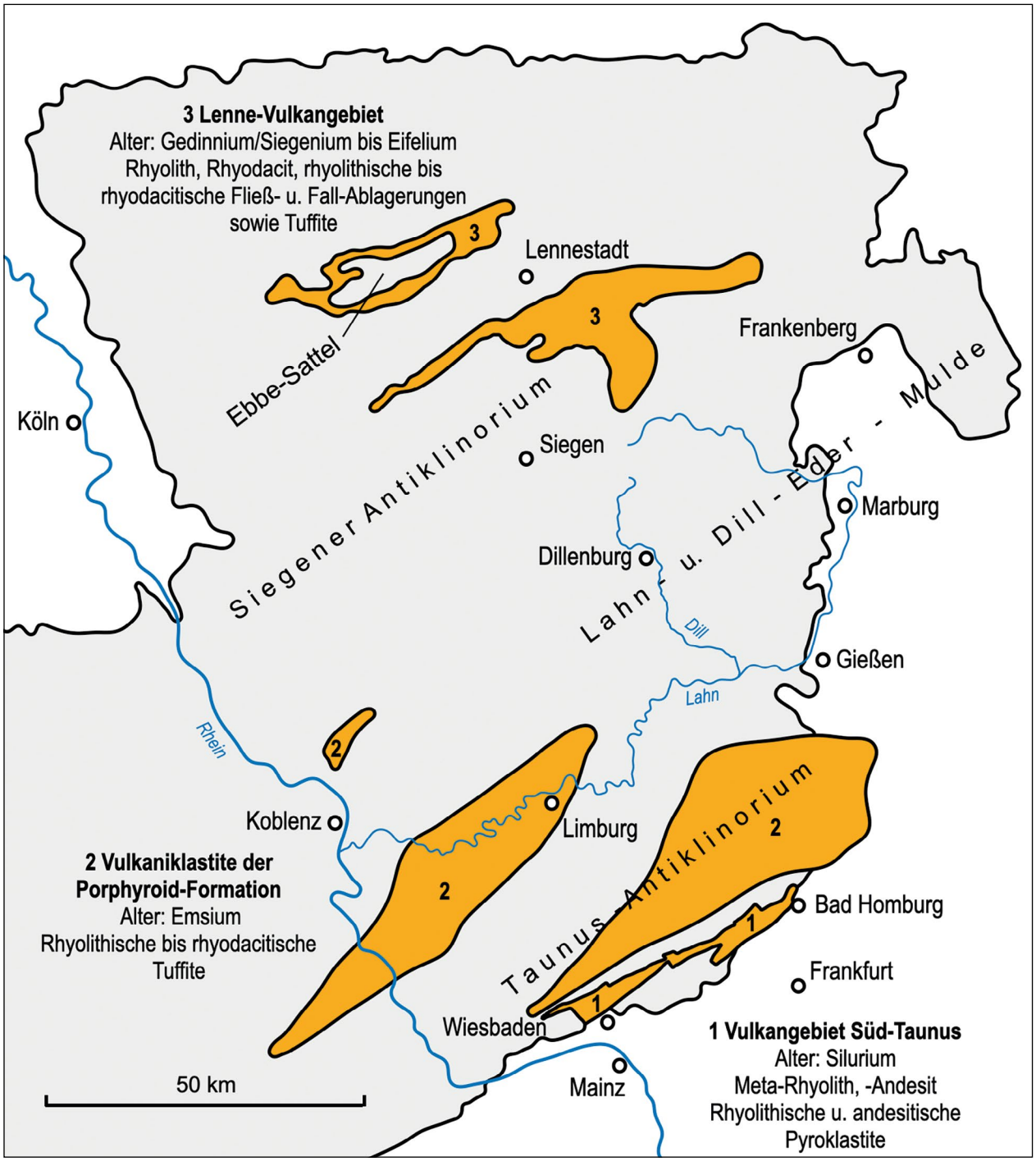


Abb. 1: Verbreitung der subduktionsbezogenen Vulkanite im Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges (nach Heyckendorf 1985, Kirnbauer 1991, Klügel 1997).

Die Gesteinsabfolge setzt sich aus Meta-Andesiten, -Rhyolithen und deren Abtragungsprodukten zusammen. Aufgrund von Relikten ehemaliger vulkanischer Glasfragmente in den Meta-Andesiten schloss Meisl (1970) auf das teilweise Vorhandensein ehemaliger pyoklastischer Ablagerungen. U-Pb-Datierungen an Zirkonen belegten ein silurisches Alter (Sommermann et al. 1992, 1994).

Die Gesteine der Phyllit-Zone sind intensiv tektonisch deformiert und dabei gefaltet sowie mehrfach geschiefert und schließlich zu einem komplexen Schuppenstapel überformt

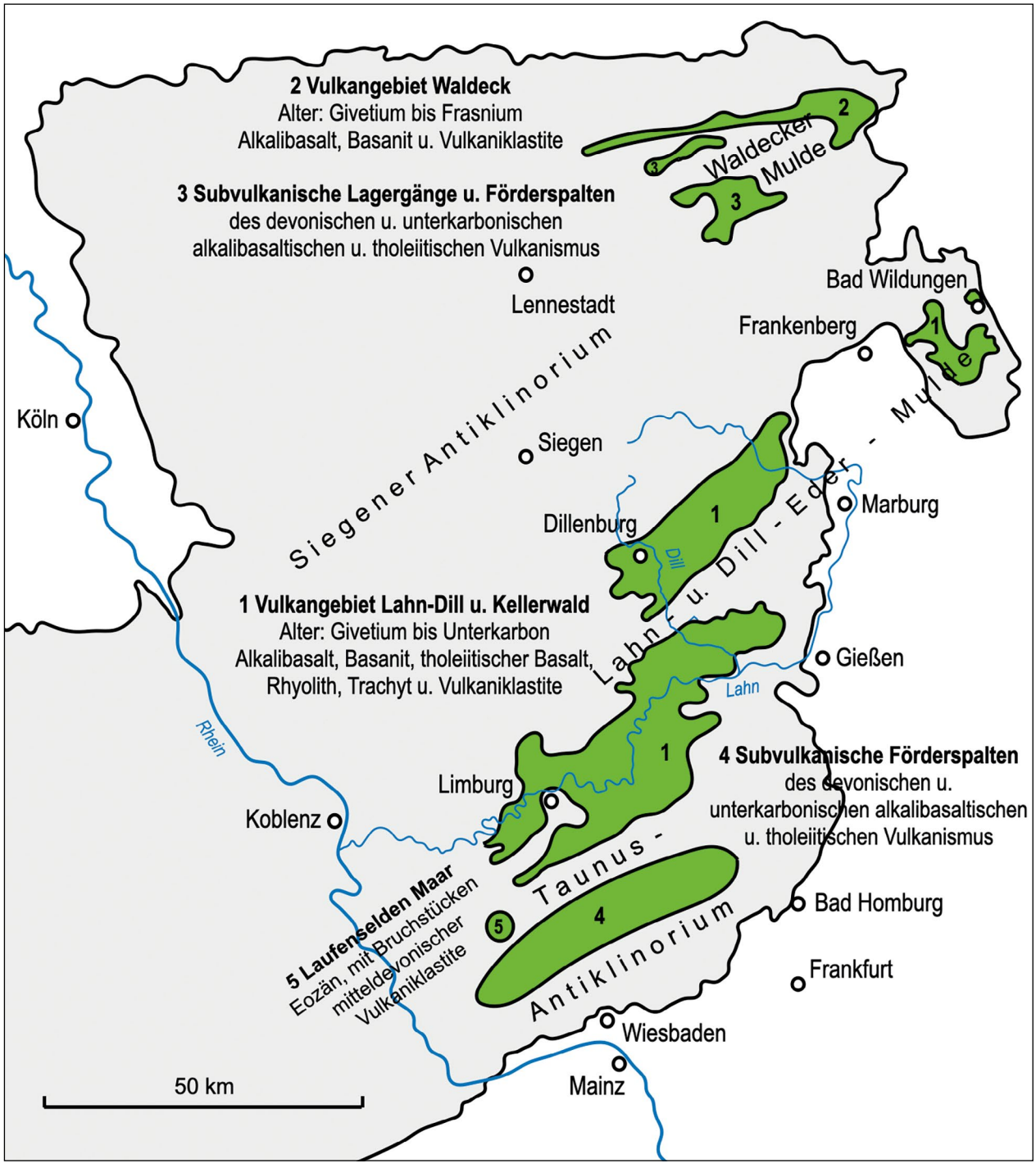


Abb. 2: Verbreitung der Intraplatten-Vulkanite im Paläozoikum des rechtsrheinischen Rheinischen Schiefergebirges (nach geologischen Kartenunterlagen des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie, HLNUG).

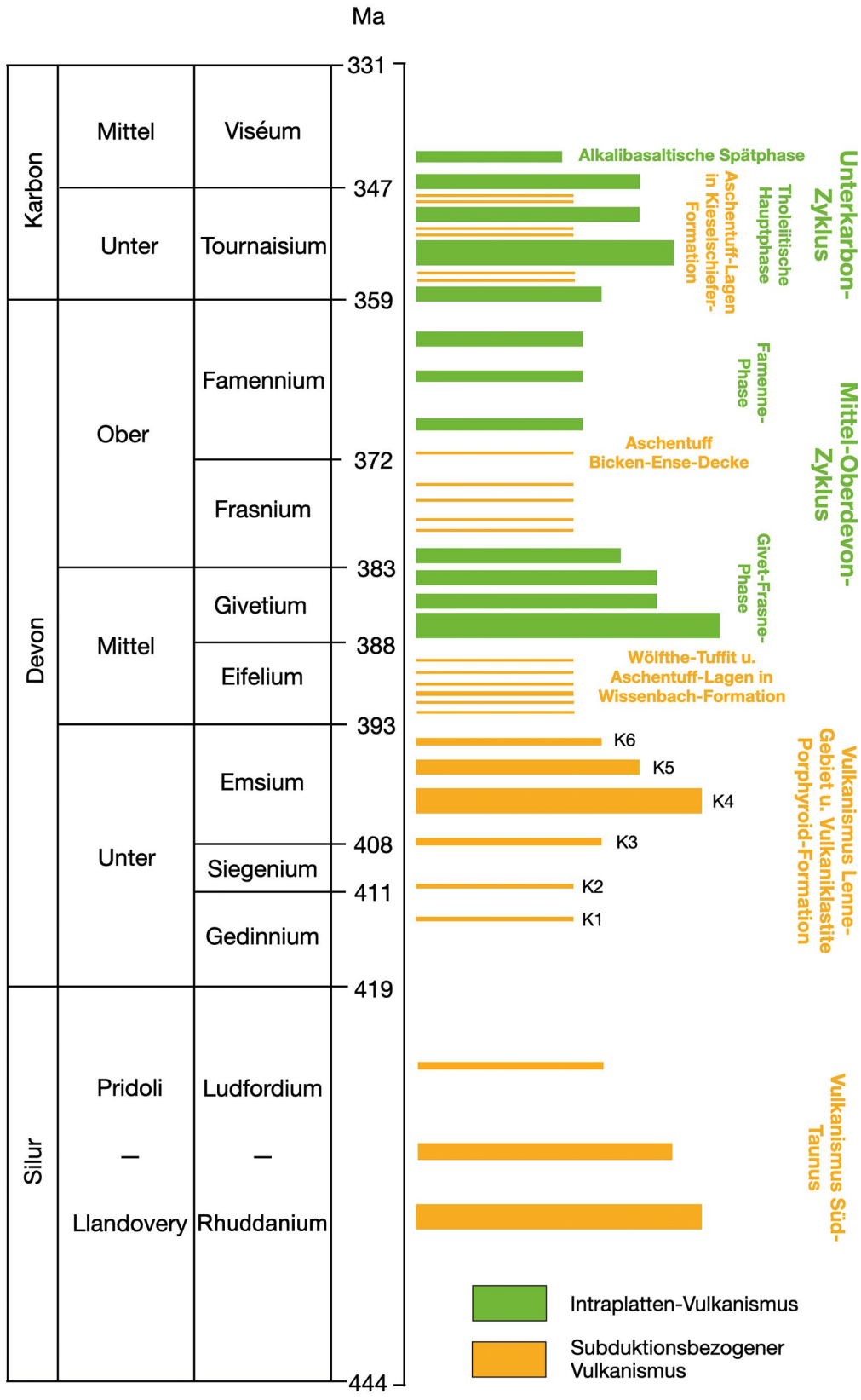


Abb. 3: Zeitlicher Ablauf der vulkanischen Ereignisse im Rheinischen Schiefergebirge (nach Heyckendorf 1985, Kirnbauer 1991, Nesbor 2004 und Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] 2017).

worden (Anderle et al. 1990, Anderle 1987, 2021). Ein wichtiges tektonisches Element sind die zahlreichen innerhalb und am Nordrand der Phyllit-Zone nachgewiesenen, primär überschiebenden Scherzonen, die sich anhand von Myloniten z. T. über größere Distanzen verfolgen lassen (Klügel 1997). Dabei wird hervorgehoben, dass die Grenze zur nördlich anschließenden Taunuskamm-Einheit die bedeutendste Scherzone darstellt. Sie wird heute als duktile, sinistrale Seitenverschiebung interpretiert. Teilweise sind die Gesteine dort zu einer tektonischen Melange überprägt worden. In den Scherzonen ist z. T. eine feine, mylonitische Bänderung entwickelt (Abb. 4).

Auch die metamorphe Überprägung zeigt in der Phyllit-Zone eine eigenständige Entwicklung. So haben deren Gesteinsabfolgen eine low temperature-middle pressure-Metamorphose vom Barrow-Typ mit Temperaturen bis 330 °C bei Drücken von 5-6 kb (0,5-0,6 GPa) erfahren (Massonne & Schreyer 1983, Massonne in Anderle et al. 1990, Massonne 1995). Sie hebt sich damit von den übrigen Gesteinsfolgen des Rhenoherzynikums ab, die nur durch eine very low grade-Metamorphose überprägt wurden.

Grundlegende Arbeiten zur Stratigraphie und Tektonik des Süd-Taunus erfolgten von Bierther (1951), Stenger (1961), Reitz (1989), Sommermann et al. (1992, 1994), Anderle (1976, 1987), Doutsos & Prüfer (1986) und zur Metamorphose von Meisl (1970), Massonne & Schreyer (1983), Anderle et al. (1990) und Klügel (1997). Die Bedeutung der Phyllit-Zone in plattentektonischem Kontext wurde von Weber & Behr (1983), Matte (1986), Franke (1989), Franke & Oncken (1995) und Oncken et al. (1999, 2000) diskutiert und eine ehemalige Position am Südrand des rhenoherzynischen Schelfs im Übergang zum Gießener Ozean in Betracht gezogen (Dittmar & Oncken 1992). In der Folgezeit wurde diese Idee immer wieder erneut aufgegriffen (Franke u.a., 2023, Linnemann et al. 2023).

Abb. 4: Meta-Andesit aus der Phyllit-Zone am Taunus-Südrand mit typischer mylonitischer Bänderung. Weganschnitt Eingang Rabengrund, ca. 3 km NW Wiesbaden (R: 34 44656; H: 55 52553).

Vulkangebiet-Lenne

Das Lenne-Vulkangebiet erstreckt sich um den Nordostrand des Siegen-Antiklinoriums und um den nordwestlich gelegenen Ebbe-Sattel (Abb. 1). Die einzelnen vulkanischen Phasen dort werden in der Literatur allgemein als K1 bis K6 durchnummeriert (Clausen 1978, 1991, Müller 1994, Piecha 2004). Der relativ schmale Ausstrich der vulkanischen Gesteine ist ein Schnitteffekt des heutigen Abtragungsniveaus, bedingt durch das nordöstliche Abtauchen der Faltenachse des Siegen-Antiklinoriums bzw. der Achsenkulmination des Ebbe-Sattels. Dennoch bedeckt der bedeutendste vulkanische Einzelhorizont, der sog. Felsokerarophyr FK4 der vulkanischen Hauptphase K4, noch heute ein Gebiet von mindestens 1 500 km^2 (Heyckendorf 1985).

Der Vulkanismus setzte im Gedinnium ein und reichte mit Unterbrechungen bis ins Ober-Emsium (Abb. 3), wahrscheinlich sogar bis ins Eifelium (Rippel 1953, Hesemann 1975, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] 2017). Dabei verlagerten sich die vulkanischen Aktivitäten im Laufe der Zeit von Nordwesten nach Südosten. Die vulkanische Hauptphase dauerte ca. 15 Ma. Der Lenne-Vulkanismus wird mit den Pb-Zn-Vererzungen in dessen Umfeld in Verbindung gebracht (Hesemann 1978, von Raumer et al. 2017). So sind in die Sedimente des Givetiums die stratiformen Schwefelkies-Zinkblende-Lager von Meggen (Lennestadt) eingeschaltet (Clausen 1978). Scherp (1983) führte eingehende petrographische Untersuchungen an den Lenne-Vulkaniten durch. Eine umfassende Bearbeitung unter stratigraphischen, petrographischen und geochemischen Gesichtspunkten erfolgte durch Heyckendorf (1985, 1989, mit ausführlicher Literaturübersicht). In jüngerer Zeit wurden die Produkte des Lenne-Vulkanismus mit verfeinerten Analysemethoden erneut untersucht (von Raumer et al. 2017).

Die rhyolithischen bis rhyodazitischen Gesteine der verschiedenen Aktivitätsphasen des Lenne-Vulkanismus zeigen bei einer sehr einheitlichen Mineralogie ihrer magmatischen Komponenten, bestehend aus Feldspat- und Quarzkristallen in einer feinkörnigen Grundmasse, ein überaus heterogenes Bild. Das Spektrum reicht von subaerischen Laven und Domstrukturen zu Ignimbriten und pyroklastischen Fallablagerungen. Weiterhin ist von der Entwicklung von Caldera-Strukturen auszugehen. Die Tephra ist z. T. submarin abgelagert bzw. als Tuffite umgelagert worden und enthält dann stark variierende Anteile von Ton-, Silt- und Sandsteinklasten sowie detritischen Quarzen. Die Mächtigkeiten der vulkanischen Produkte schwanken sehr stark und reichen von wenigen Metern über einige 10er Meter bis weit über 100 m. Die größten Mächtigkeiten werden in der Hauptphase des Vulkanismus (K4) erreicht. Sie betragen innerhalb des ignimbritischen Rhyoliths in der Umgebung von Olpe bis ca. 50 m. Der Rhyolith von Wingeshausen erreicht bis ca. 110 m und der von Kirchhundem, der in mehreren Steinbrüchen abgebaut wird, sogar 150–

200 m. HEYCKENDORF (1985) geht von der ehemaligen Existenz mehrerer Ausbruchszentren aus (Abb. 5).

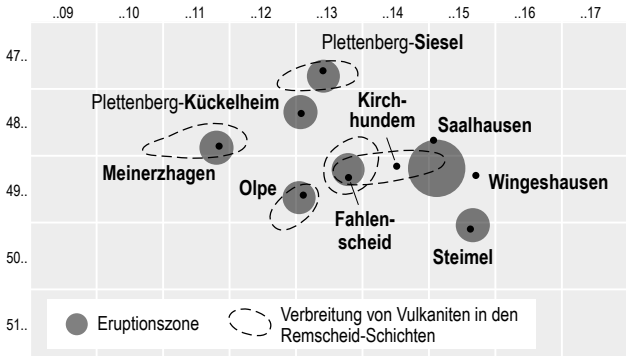


Abb. 5: Ehemalige Ausbruchszentren des Lenne-Vulkanismus im Bereich des heutigen Siegen- und Ebbe-Sattels (aus HEYCKENDORF 1985, verändert).

Abb. 6: Rhyolithischer bis rhyodazitischer Tuffit aus der Porphyoid-Formation des nördlichen Taunus mit zahlreichen Bioklasten. Lesesteinansammlung SW-Hang Elterhecke 80 m WSW P. 446,4 m, 0,7 km NW Bodenrod SW Butzbach (R 34 67869, H 55 85584).

Vulkaniklastische Ablagerungen der Porphyroid-Formation

Die Bezeichnung Porphyroid, gleichbedeutend mit porphyrartig, geht auf LOSSEN (1869) zurück, der damit vulkaniklastische Gesteine beschrieb, deren Partikel ein auffälliges porphyrisches Gefüge aufweisen. Die betreffenden Ablagerungen sind verbreitet in die siliziklastischen Sedimentgesteinsabfolgen des Emsiums eingeschaltet. Eine ausführliche Übersicht über die umfangreiche Literatur findet sich in KIRNBAUER (1991).

Die Porphyoid-Formation umfasst ein weites, variables Spektrum aus rhyolithischen bis rhyodazitischen Pyroklastiten, Tuffiten und vulkaniklastischen Sedimenten. In Abhängigkeit von der Intensität der Schieferung zerfallen die Gesteine dünnblättrig bis grobplattig. Kennzeichnend sind die bis 1 cm großen idiomorphen Feldspäte, die oft kantengerundet und z. T. zerbrochen sind. Daneben treten idiomorphe Quarzkristalle auf. Zu den magmatisch entstandenen Komponenten kommt in wechselnden Mengen ein detritischer Anteil in Form von Ton-, Silt-, Sandsteinklasten und detritischen Quarzen sowie oft zahlreichen Bioklasten hinzu (Abb. 6). Die einzelnen Schüttungskörper weisen fast immer eine deutliche Grenze zum Liegenden hin auf, die durch das abrupte Einsetzen von magmatischen Feldspäten und Quarzen gekennzeichnet ist.

Die Ablagerungen der Porphyoid-Formation verteilen sich auf zwei Hauptverbreitungsgebiete mit einer Fläche von ca. 3500 km² (KIRNBAUER 1991), deren Grenzen zum größten Teil tektonisch bzw. durch das heutige Erosionsniveau bedingt sind (Abb. 1). Das südöstliche Teilgebiet umfasst große Bereiche des Hintertaunus, das nordwestliche erstreckt sich von der unteren Lahn über den Mittelrhein bis in den Hunsrück. Weitere Vorkommen begleiten den NW- und SE-Rand der Mosel-Mulde. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist sehr variabel und reicht von wenigen Metern bis maximal 50 m (Abb. 7), wobei einzelne Horizonte teilweise über mehrere Kilometer verfolgt werden können. Eine generelle Zunahme der Mächtigkeiten nach Nordosten ist zu verzeichnen.

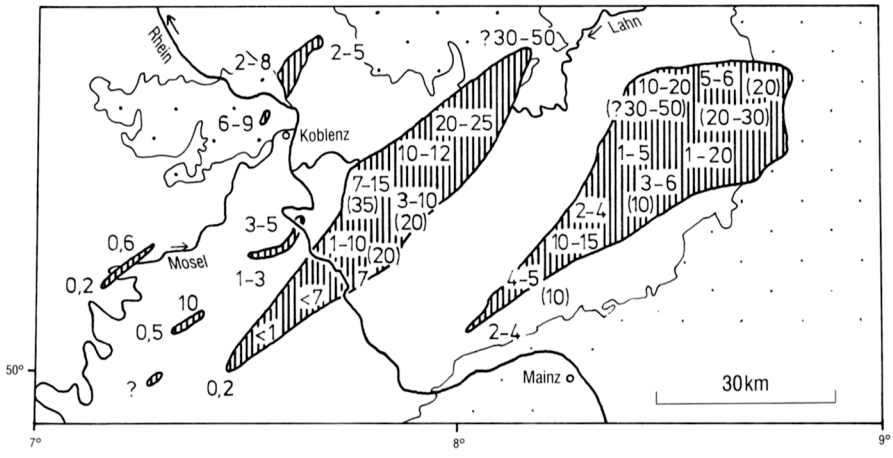


Abb. 7: Mächtigkeitsverteilung der Ablagerungen der Porphyoid-Formation im Rheinischen Schiefergebirge (Angaben in Meter, aus KIRNBAUER 1991)

Aschentuffe des Mittel- bis Oberdevons und Unterkarbons

In den mächtigen Sedimentgesteinsstapel des Mittel- und Oberdevons sind verbreitet Aschentufflagen eingeschaltet, die aus distalen pyroklastischen Fallablagerungen hervorgegangen sind (Kubaner & Zimmerle 1986, van Ameron et al. 2002). Sie sind an ihrer grünlichen Farbe erkennbar, werden aber aufgrund der hohen siliziklastischen Sedimentationsrate oft übersehen. Das ändert sich aber grundlegend im Unterkarbon, während dem zeitweise eine extrem geringen Hintergrund-Sedimentation vorherrschte. Dadurch treten die einzelnen Aschentufflagen deutlich hervor (Abb. 8).

Abb. 8: Zahlreiche Aschentufflagen des subduktionsbezogenen Vulkanismus, eingeschaltet in die Kieselschiefer-Formation des Unterkarbons. Aufgelassener Steinbruch Bergfreiheiterwelle 1 km südlich Bergfreiheit, 150 m südwestlich Besucherbergwerk Bertsch, Kellerwald (R 3506350, H 5656590).

2.2 Intraplatten-Vulkanismus

Eine erste zusammenfassende petrographische Bearbeitung der paläozoischen Vulkanite der Dill–Eder-Mulde, verbunden mit einer Gliederung des Vulkanismus in mehrere Phasen, erfolgte von Hentschel (1970). Eine umfassende Untersuchung der Alkali-Trachyte und Alkali-Rhyolithe wurde von Flick (1977, 1979) durchgeführt, in der er die betreffenden Gesteine anhand der Kristallisation des Quarzes in mehrere Typen untergliederte. In einer geochemischen Übersichtsarbeit zum paläozoischen Vulkanismus im Rhenoherzynikum fassten Meyer (1981) und darauf aufbauend Wedepohl et al. (1983) jeweils für die Teilgebiete NW-Harz und Sauerland die Alkalibasalte des Mittel- und Oberdevons mit den tholeiitischen Basalten des Unterkarbons, im Lahn–Dill-Gebiet noch zusätzlich mit den allochthonen Basalten mittelozeanischer Rücken (MORB) an der Basis der Gießen-Decke zusammen und errechneten daraus Durchschnittszusammensetzungen. Aufgrund dieser Ergebnisse unterschieden sie zwischen Intraplatten-Tholeiiten (NW-Harz und Sauerland) und Ozeanrücken-Basalten (Lahn–Dill-Gebiet). Schmincke & Sunkel (1987) und Schmincke (1988) bearbeiteten Vulkanitvorkommen des Mitteldevons und Unterkarbons in der Dill–Eder-Mulde unter vulkanologischen und geochemischen Gesichtspunkten. Sie interpretierten die Gesteine als Ozeaninsel-Basalte bis Basalte Mittelozeanischer Rücken.

Die paläogeographische und fazielle Entwicklung devonischer Vulkangebäude im Lahn–Dill-Gebiet wurde von Nesbor et al. (1993) untersucht. Behnisch (1993) befasste sich mit den Ablagerungsprozessen der vulkaniklastischen Gesteine in der Lahnmulde. Von Platen (1991) und Floyd (1995) analysierten Metabasalte aus den allochthonen Einheiten des Rhenoherzynikums (Gießen-Decke, Südharz-Decke) und einige Vorkommen aus dem Autochthon der nordöstlichen Lahnmulde. Bei Letzteren stellten sie zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Gesteinen keine systematische Änderung in der Basaltzusammensetzung fest. Die postmagmatischen Alterationsprozesse der paläozoischen Vulkanite wurden von Herrmann & Wedepohl (1970), Meisl (1970), Meisl et al. (1982), Wedepohl et al. (1983), Schmincke & Sunkel (1987) und Flick et al. (1990) eingehend untersucht und diskutiert.

Eine zusammenfassende Arbeit über den paläozoischen Intraplatten-Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet erfolgte von Nesbor (2004), die sich mit petrologischen und geochemischen Fragestellungen auseinandersetzte. Der paläozoische Vulkanismus im Rhenoherzynikum und seine geotektonische Bedeutung wurden im Kontext neuer Provenienz-Analysen und geochemischer Analysen neu bearbeitet und interpretiert (Eckelmann et al. 2014, von Raumer et al. 2017).

Das rhenoherzynische Schelfgebiet lag im Devon und Unterkarbon nur wenig südlich des Äquators. Bedingt durch Konvektionsprozesse im Erdmantel unterlag es einer Dehnung, die eine zunehmende Ausdünnung der kontinentalen Kruste zur Folge hatte (Rifting). Dies führte an der Wende Unter-/Mitteldevon zur Entwicklung mehrerer Becken, wie dem Lahn- und Dill–Eder- sowie dem Waldecker Becken. Die beginnende Beckenentwicklung geht mit dem Übergang der gröber klastischen Ablagerungen des Unterdevons in eine tonige Beckensedimentation zu Beginn des Mitteldevons einher. Im Dill–Eder- und im Waldecker Becken traten ab dem oberen Mitteldevon zunehmend sandige Ablagerungen in den Vordergrund (Kegel 1922, 1934, Speetzen et al. 1992, Bender et al. 1997).

Mit diesen Vorgängen war ein intensiver Intraplatten-Vulkanismus verbunden. Dabei lassen sich ein Mittel–Oberdevon- und ein Unterkarbon-Zyklus unterscheiden (Abb. 3). Der devonische Zyklus setzt sich aus einer bimodalen Hauptphase (Givet-Frasne-Phase) und einer primitiven Spätphase (Famenne-Phase) zusammen, die beide durch alkalische Magmen ge-

prägt sind. Während des Unterkarbon-Zyklus dagegen wurden ausschließlich basaltische Schmelzen geliefert. Wiederum sind zwei Phasen unterscheidbar – die tholeiitische Hauptphase des Tournaisiums und die alkalibasaltische Spätphase des Viséums (Nesbor 1997, 2004).

Der Intraplatten-Vulkanismus des Mittel-/Oberdevon-Zyklus startete im tieferen Givetium mit der bimodale Hauptphase, die mit Unterbrechungen bis ins tiefe Frasnium andauerte (Venzlaff 1956, Scherp 1958, Hentschel 1970, Flick & Nesbor 1990, Buggisch & Flügel 1992, Nesbor et al. 1993, Bender et al. 1997, Nesbor 2004, Schulz-Isenbeck et al. 2019). Das Gesteinsspektrum der Givet-Frasne-Phase reicht von Alkalibasalten und Basaniten bis hin zu hoch differenzierten Alkali-Trachyten und Alkali-Rhyolithen (Pantelleriten). Die alkalibasaltischen und basanitischen Schmelzen flossen in großen Mengen als Laven am Meeresboden aus und bauten dabei zahlreiche, sich überschneidende submarine Vulkankomplexe auf (Nesbor et al. 1993). Die Wassertiefe blieb stets relativ gering (<200 m). Gelegentlich wurde die Meeresoberfläche erreicht, begleitet von hoch explosiven phreatomagmatischen Eruptionen auf den sich bildenden Inseln (Nesbor 2007, Königshof et al. 2010).

Die in vergleichsweise geringen Mengen geförderten alkalitrachytischen und alkali-rhyolithischen Schmelzen bildeten oft kleine Vulkaninseln, die häufig den submarinen basaltischen Vulkankomplexen aufsaßen (Flick & Schmidt 1987, Königshof & Flick 2023). Häufig fanden hoch explosive Eruptionen statt, deren Produkte in Form von pyroklastischen Strömen (Ignimbriten) transportiert wurden (Breitkreutz & Flick 1997). Mitunter intrudierten die Magmen als Lagergänge (Flick 1978) oder bildeten Domstrukturen. Während des tieferen Frasniums klang der bimodale Vulkanismus langsam aus und die Vulkangebäude, insbesondere die meist aus hoch differenzierten Schmelzen aufgebauten Vulkaninseln, wurden tiefgründig erodiert.

Nach dieser Erosionsphase setzte der Vulkanismus des Mittel–Oberdevon-Zyklus erst nach einer längeren Unterbrechung erneut ein. Lokal entstanden am Meeresboden kleinere Pillowvulkane. Während dieser vulkanischen Spätphase (Famenne-Phase) wurden vergleichsweise geringe Mengen ausschließlich basaltischer Magmen gefördert, die z. T. primitiv waren – erkennbar an den oft zahlreichen, größeren spinell-peridotitische Mantelxenolithen (Abb. 9). Anhand der darin enthaltenen Chromdiopside konnte für die Xenolithe und somit für den lithosphärischen Erdmantel Avalonias unter dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge ein $^{176}Lu/^{177}Hf$-Alter von 510 ± 13 Ma ermittelt werden (Altenbach 2010).

Die während des Oberdevons infolge der großen Reliefunterschiede wirksame Faziesdifferenzierung wurde im Unterkarbon durch eine einheitlichere Fazies abgelöst. Die nun verstärkt einsetzenden vulkanischen Aktivitäten, die lokal schon im Grenzbereich Devon/Karbon begannen (Buggisch et al. 1981), gehören zu dem zweiten großen vulkanischen Zyklus

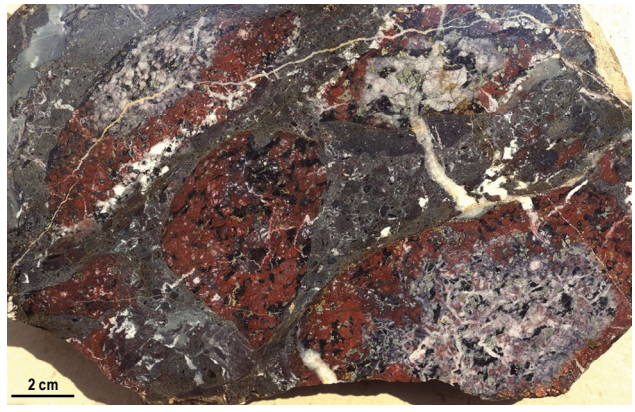


Abb. 9: Basanitische Pillowfragment-Brekzie mit stark karbonatisierten spinell-lherzolithischen Mantelxenolithen der Famenne-Phase, Mittel–Oberdevon-Zyklus (Probe 29118). Felsen ca. 1 km nordöstlich Wommelshausen, westlich Gladenbach, Dill–Eder-Mulde (R 3464650, H 5626470).

(Unterkarbon-Zyklus), der unter dem Begriff „Deckdiabas“ bekannt ist (Abb. 3). Er hat, bezogen auf das geförderte Volumen, dem Mittel–Oberdevon-Zyklus kaum nachgestanden. Die Verbreitung der subvulkanischen Intrusiva in der gesamten Lahnmulde, aber auch im Taunus- und Siegen-Antiklinorium belegt die ursprünglich weiträumige Ausdehnung (Fuchs & Leppla 1930, Mittmeyer 1978, Wedepohl et al. 1983, Flick & Nesbor 1988, Anderle 2010, Militzer 2018).

Das Spektrum der betreffenden Magmen reichte von tholeiitischen bis zu alkalibasaltischen Schmelzen, die am Ende primitiv waren und nur in geringen Mengen gefördert wurden. Bei den tholeiitischen Magmen hat eine Olivin-Fraktionierung stattgefunden, die in mächtigeren Lagergängen zu einem Olivin reichen Bodensatz geführt hat. Weiterhin haben Olivin-Kumulate aus tieferen Magmakammern in der Dill–Eder-Mulde eigenständige Pikrit-Intrusionen beachtlicher Größe gebildet (Hentschel 1956). Wie im oberen Mitteldevon kam es im Unterkarbon zur Entstehung zahlreicher submariner Vulkangebäude, die mitunter auch die Wasseroberfläche erreichten (Schmincke & Sunkel 1987). Im Unterschied zum Mittel–Oberdevon-Zyklus herrschten jedoch Laven, oft in Pillowform, vor. In größeren Steinbruchaufschlüssen oder tieferen Bohrungen durch größere Vulkanbauten, wie z. B. östlich von Dillenburg, ist eine Entwicklung von blasenarmen Basalten an deren Basis zu blasenreichen Varietäten am Top zu beobachten. Dagegen sind die an vulkanischen Gasen reicheren Schmelzen mit alkalibasaltischer Zusammensetzung beim Eintritt in den Meeresraum meist fragmentiert worden. Sie enthalten häufig isolierte Minipillows und zahlreiche Pillowbruchstücke, die einen relativ hohen Anteil an Kalzit gefüllten Gasblasen aufweisen. Selten sind auch einzelne größere Pillowschläuche mit einem Durchmesser bis zu 0,5 m zu beobachten. Die Pillowfragment-Brekzien ähneln makroskopisch,

Abb. 10: Alkalibasaltische Pillowfragment-Brekzie mit stark karbonatisiertem spinell-lherzolithischen Mantelxenolith, Unterkarbon-Zyklus. Aufgelassener Steinbruch ca. 1 km NNE Oberscheld, Dill–Eder-Mulde (R 3454160, H 5623080).

abgesehen von der kaum entwickelten Schieferung, sehr denen der Givet-Frasne-Phase des Devons („Schalstein"). Ein Teil dieser alkalibasaltischen Metavulkaniklastite des Unterkarbons führt zahlreiche, stark alterierte spinell-peridotitische Mantelxenolithe (Abb. 10), die mit bis zu 40 cm Durchmesser eine ungewöhnliche Größe erreichen (Nesbor 1997). Verbreitet entstanden unter den Vulkanbauten in subvulkanischem Niveau meist schichtparallele Intrusionen, die als z. T. über 100 m mächtige doleritische Lagergänge in den devonischen bis unterkarbonischen Abfolgen eingeschaltet sind (Hentschel 1956, Nesbor 1988, Nesbor & Flick 1988). Hinzu kamen vulkanische Gänge, die den Schmelzen als Aufstiegswege dienten.

Diese doleritischen Lagergänge und vulkanischen Gänge treten nicht nur im Lahn-Dill-Gebiet und Kellerwald auf, sondern auch innerhalb der unterdevonischen Sedimentgesteine im Bereich des Taunus- und des Siegen-Antiklinoriums (Abb. 2). Damit ist eine weite Verbreitung des Vulkanismus über die heute durch das Abtragungsniveau limitierten Grenzen belegt (Fuchs & Leppla 1930, Mittmeyer 1978, Wedepohl et al. 1983, Flick & Nesbor 1988, Anderle 2010, Militzer 2018). Wegen ihrer geringen Flächenausdehnung sind die Gänge jedoch kartier- und darstellungstechnisch nur schwer zu erfassen und daher auf den geologischen Karten unterrepräsentiert. Relikte der mittlerweile abgetragenen Vulkanbauten finden sich z. B. in der Füllung einer großen Maar-Struktur, die wahrscheinlich im Umfeld des Westerwald-Vulkanismus im Eozän entstand und heute von unterdevonischen Sedimentgesteinen umgeben ist (Requadt & Weidenfeller 2007). Dort sind in einer pyroklastischen Rückfall-Brekzie xenolithische Lithoklasten enthalten, bei denen es sich eindeutig um Bruchstücke aus alkalibasaltischen Pillowfragment-Brekzien der Givet-Frasne-Phase handelt – bekannt unter der bergmännischen Bezeichnung „Schalstein".

Die vulkanischen Prozesse wurden im Mittel- und Oberdevon, neben der siliziklastischen Sedimentation, von karbonatischen, untergeordnet auch kieseligen Sedimenten begleitet – im Unterkarbon waren es fast nur Kieselgesteine und wenige kieselige Karbonate. Der Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge endete vor dem Einsetzen der Flysch-Sedimentation, die den Beginn der variskischen Orogenese ankündigte.

3 Analysenmethoden und Probenherkunft

Die 187 Gesteinsproben wurden im Rahmen eines Kooperationsprojektes des Hessisches Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG, jetzt HLNUG) mit dem Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen (GZG) neu analysiert. Neben den neu genommenen Proben waren auch solche, die bereits in den 90er Jahren des letzten Jahrhunderts vom ehemaligen Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLfB) untersucht und in Nesbor (2004) und später in Eckelmann et al. (2014) publiziert worden waren. Dafür wurden Abschnitte von denselben damals verwendeten Handstücken aufbereitet und dabei zusätzlich das für geotektonische Interpretationen indikative Element Ta bestimmt. Die vergleichbaren Ergebnisse belegen die Reproduzierbarkeit der früher vom HLfB ermittelten Analysedaten. Die neuen Röntgenfluoreszenz-Analysen (RFA) wurden mit einem Axios X-ray Spectrometer (PANalytical), die ICP–MS-Analysen mit einem DRC II (Perkin Elmer) am Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen (GZG) durchgeführt. Von diesen neuen Analysen wurden bereits 12 in Eckelmann et al. (2014) und weitere 26 in von Raumer et al. (2017) publiziert.

4 Ergebnisse

4.1 Petrographie der subduktionsbezogenen Vulkanite

Vulkangebiet Süd-Taunus (Phyllit-Zone)

Die mittel- bis hellgrünen Meta-Rhyolithe der Phyllit-Zone (Wiesbaden-Metarhyolith-Formation) sind stets porphyrisch entwickelt mit Quarz und Feldspat als Einsprenglingsphasen. Die idiomorphen Plagioklase und Alkalifeldspäte wurden vollständig durch Albit ersetzt und mehr oder weniger stark sericitisiert. In den weniger deformierten Gesteinen weisen die Quarzeinsprenglinge noch die ursprüngliche idiomorphe Form auf und lassen typische Korrosionsbuchten und -schläuche erkennen. Mit zunehmender Deformation, verbunden mit einer fortschreitenden Subkorn-Bildung, verwischen sich langsam die idiomorphen Umrisse der Kristalle, bis die Quarze nur noch in Form länglicher Aggregate vorliegen. Mitunter treten Pseudomorphosen nach Amphibol auf. Akzessorisch sind Apatit und Zirkon vertreten. Die ursprünglich glasige Grundmasse ist zu einem Mineralgemenge aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Chlorit, Stiplnomelan, Epidot und Klinozoisit rekristallisiert.

Die vergleichsweise dunkelgrüneren Meta-Andesite (Rossert-Metaandesit-Formation) führen neben wenigen Quarzkristallen meist idiomorphe Einsprenglinge aus ehemaligem Plagioklas, der weitgehend albitisiert und oft durch Epidot, Klinozoisit und Zoisit verdrängt wurde. Hinzu kommen Pseudomorphosen nach Amphibol und vermutlich Pyroxen, der vollständig zu feinkörnigen Aggregaten aus Aktinolith, Epidot und Chlorit umgewandelt wurde. Die Grundmasse der ehemaligen Andesite ist zu Albit, Aktinolith und einer größeren Anzahl weiterer verschiedener Sekundärminerale rekristallisiert (siehe Meisl 1970).

Vulkangebiet Lenne und vulkaniklastische Ablagerungen der Porphyroid-Formation

Die Rhyolithe und Rhyodacite des Lenne-Gebietes sind hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung sehr einheitlich entwickelt. Kennzeichnend ist die schon im Handstück sichtbare porphyrische Struktur, die durch idiomorphe Feldspäte und Quarze in einer feinkörnigen Grundmasse bestimmt wird. Die in sehr unterschiedlichen Anteilen vorhandenen ehemaligen Plagioklase und Alkalifeldspäte sind sekundär vollständig in Albit umgewandelt worden. Mitunter ist eine Schachbrettalbitisierung zu beobachten. Die Feldspäte sind mehr oder weniger stark durch Sericit verdrängt worden. Die für diese Gesteine typischen idiomorphen Quarzeinsprenglinge zeigen häufig Korrosionsbuchten und Resorptionshohlräume. Einige Vorkommen führen Biotit, der überwiegend in Hydrobiotit und Chlorit umgewandelt wurde. Als häufigstes akzessorisches Mineral tritt Zirkon in nahezu allen Vorkommen auf. Die ehemalig glasige oder mikrokristalline Grundmasse ist zu einem mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Pflaster rekristallisiert (Abb. 11a).

Die pyroklastischen Gesteine des Lenne-Gebietes und des nördlichen Taunus sind meist als Tuffite umgelagert worden. Sie bestehen aus ursprünglich hoch blasigen Lapilli mit den oben genannten Einsprenglingsphasen, die auch zahlreich als idiomorphe, häufig zerbrochene Einzelkristalle vertreten sind. Hinzu kommen die bei der Umlagerung aufgenommenen Ton-, Silt- und Sandsteinklasten unterschiedlicher Größe sowie oft zahlreiche Fossilbruchstücke. Die pyroklastischen Partikel

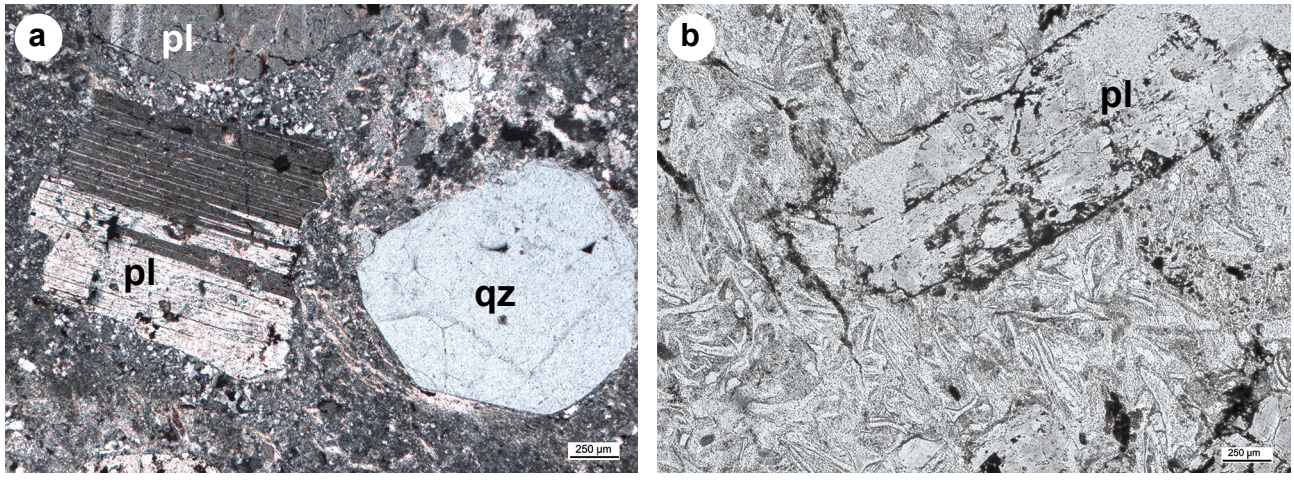


Abb. 11: Dünnschliffe vulkanischer Gesteine des subduktionsbezogenen Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge: **a)** Porphyrischer Rhyodacit (X Pol.), Quarzkeratophyr K4 (Hauptvulkanit), tieferes Oberemsium (Probe 46396). Steinbruch südlich Würdinghausen, Lenne-Gebiet (R 3438520, H 5660970). **b)** Rhyodacitischer Aschentuff (II Pol), Kristall-reich, Porphyroid-Formation, Emsium (Probe 46280). Felsanschnitt Wiesbachtal, 160 m SE P. 258,0; 0,8 km SE Burg Kramsberg, NE Usingen, Hintertaunus (R 3471581, H 5578340).

und die während der Umlagerung zugemischten Sedimentgesteinsklasten schwimmen in einer Matrix aus ehemaligen Glasscherben und feinkörnigem Detritus-Material (Abb. 11b). Die pseudomorphisierten Glasscherben zeigen häufig die typische Y-Form, die als Verbindungsglied dreier Blasen bei deren Zerplatzen entstehen. Eine umfassende petrographische Beschreibung der zahlreichen Einzelvorkommen findet sich in Scherp (1983), Heyckendorf (1985) und Kirnbauer (1991).

4.2 Petrographie der Intraplatten-Vulkanite

Das Gesteinsspektrum des Intraplatten-Vulkanismus ist, im Vergleich zu dem des subduktionsbezogenen Vulkanismus, überaus vielfältig. Dies gilt besonders für die Gesteinspalette der bimodalen Hauptphase der Givet-Frasne-Phase des Mittel-/Oberdevon-Zyklus, deren Spannweite von Alkalibasalten und Basaniten über Trachybasalte und Trachyandesite bis hin zu Alkali-Trachyten und -Rhyolithen reicht. Während der Famenne-Phase wurden dagegen nur alkalibasaltische und basantische Magmen gefördert, die oft primitiv waren. Im Unterkarbon-Zyklus dominierten tholeiitische Basalte. Der Vulkanismus endete mit primitiven Alkalibasalten.

Die Alkalibasalte und Basanite der **Givet-Frasne-Phase des Mittel-/Oberdevon-Zyklus** (Diabas-Schalstein-Formation) weisen meist ein porphyrisches Gefüge auf. Dabei führen die mafischeren Gesteine zahlreiche Klinopyroxen- und Olivin-Einsprenglinge, die stärker differenzierten zunehmend Plagioklas-Einsprenglinge (Abb. 12a). Lokal treten stark korrodierte Xenokristalle auf (Plagioklas, Klinopyroxen, Amphibol und Apatit), die Größen bis zu 30 mm erreichen. Hinzu kommen vereinzelt bis zu mehrere cm große Kumulatxenolithe, die vorwiegend fast nur aus Plagioklas, z. T. zusätzlich auch aus Klinopyroxen und Amphibol bestehen.

Die Plagioklas-Einsprenglinge sind meist vollständig albitisiert und stark getrübt. Verdrängungen durch optisch einheitlich orientierten Serizit sowie Chlorit und Kalzit kommen verbreitet vor. Häufig treten „gefüllte" Plagioklase auf, die auf einen ursprünglich An-reichen Kern hindeuten. Selten sind zonierte Plagioklas-Einsprenglinge mit An-Gehalten bis 59 Mol-% erhalten geblieben. Die Klinopyroxen-Einsprenglinge zeigen oft einen ausgeprägten Zonarbau mit einem korrodierten endiopsidischen bis salitischen Kern, der von einer deutlich bräunlichvioletten Randzone aus Titanaugit umgeben ist (Nesbor 2004). Ehemalige Olivin-Einsprenglinge sind generell durch Chlorit verdrängt worden und enthalten z. T. zahlreiche winzige Chromspinelle. Der Korngrößenübergang der Einsprenglinge zu den Kristallen der Grundmasse ist überwiegend durch einen Hiatus gekennzeichnet, seltener serial. Das Gefüge der Grundmasse ist meist intersertal, z. T. auch intergranular. Neben den leistenförmigen, meist albitisierten Plagioklasen treten überwiegend prismatische Klinopyroxene sowie akzessorisch Apatit, Magnetit und Ilmenit auf. Zusätzlich zu den oben genannten Einsprenglingen und Xenokristallen führen die Trachybasalte und Trachyandesite vermehrt Amphibol und Alkalifeldspat, während Klinopyroxen und ehemaliger Olivin zurücktreten oder fehlen. Gleichzeitig steigt in der Grundmasse der Anteil an albitisiertem Plagioklas, in den Trachyandesiten dominieren Alkalifeldspäte. Der primäre Mineralbestand aus Plagioklas, Alkalifeldspat, Klinopyroxen, Olivin, Amphibol, Biotit, Apatit, Titanomagnetit und Ilmenit wurde unterschiedlich stark von den Sekundärmineralen Chlorit, Albit, Kalifeldspat, Serizit, Kalzit, Quarz, Titanit und Leukoxen verdrängt.

Die alkalibasaltischen und basanitischen Magmen haben nicht immer die Erdoberfläche erreicht, sondern sind in subvulkanischem Niveau lagerförmig in die Sedimente des Eifeliums und des tieferen Givetiums intrudiert und dort grobkörnig auskristallisiert. Diese alkalibasaltischen Dolerite der Givet-Frasne-Phase weisen z. T. ein intergranulares Gefüge auf, z. T. besteht eine Tendenz zu ophitischer Verwachsung von Plagioklas mit diopsidischem bis salitischem, mitunter auch titanaugitischem Klinopyroxen und Ti-reichem Biotit. Letzterer kann mit Gehalten bis 10 Vol-% zu einem wesentlichen Gemengeteil des Gesteins werden. In den stärker differenzierten Bereichen im oberen Viertel der Lagergänge weisen die Klinopyroxene gelegentlich durch einen zunehmenden Einbau von Na grünliche Ränder auf. Vereinzelt treten dort akzessorisch kleine idiomorphe oder auch xenomorphe Ägirinaugite bis Ägirine auf. Gelegentlich kommen noch stark pleochroitische Alkaliamphibole (Katophorit) hinzu. Plagioklas wurde meist durch Albit, Kalifeldspat, Serizit, Chlorit und Analcim verdrängt. Nur lokal sind noch klare Plagioklase mit höheren An-Gehalten erhalten geblieben. Klinopyroxen, Biotit, Amphibol, Apatit und Titanomagnetit zeigen keine oder nur geringe Verdrängungen durch Sekundärminerale, während Olivin ausschließlich als Chloritpseudomorphose vorliegt und mitunter winzige Chromspinelle (Picotite) enthält.

Die Alkali-Trachyte (Keratophyr-Formation) sind meist porphyrisch entwickelt, wobei die Gehalte an albitisierten Alkalifeldspat- und Plagioklas-Einsprenglingen stark schwanken. Die Kristalle haben oft eine Schachbrettalbitisierung erfahren. Das Gefüge der Grundmasse ist überwiegend pilotaxitisch entwickelt, mit der typischen fluidalen Einregelung der dicht gedrängten Alkalifeldspatleisten, gelegentlich ist es hyalopilitisch. Die fluidal eingeregelten Alkalifeldspatleisten sind dann in ein ehemaliges vulkanisches Glas eingebettet, das sekundär zu einem mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Pflaster rekristallisiert ist. Die Alkali-Rhyolithe (Keratophyr-Formation) weisen oft ein vitrophyrisches Gefüge auf (Abb. 12b). Als Einsprenglingsphasen treten Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas auf, die z. T. zu mehreren Kristallen agglomeriert sind. Die idio-

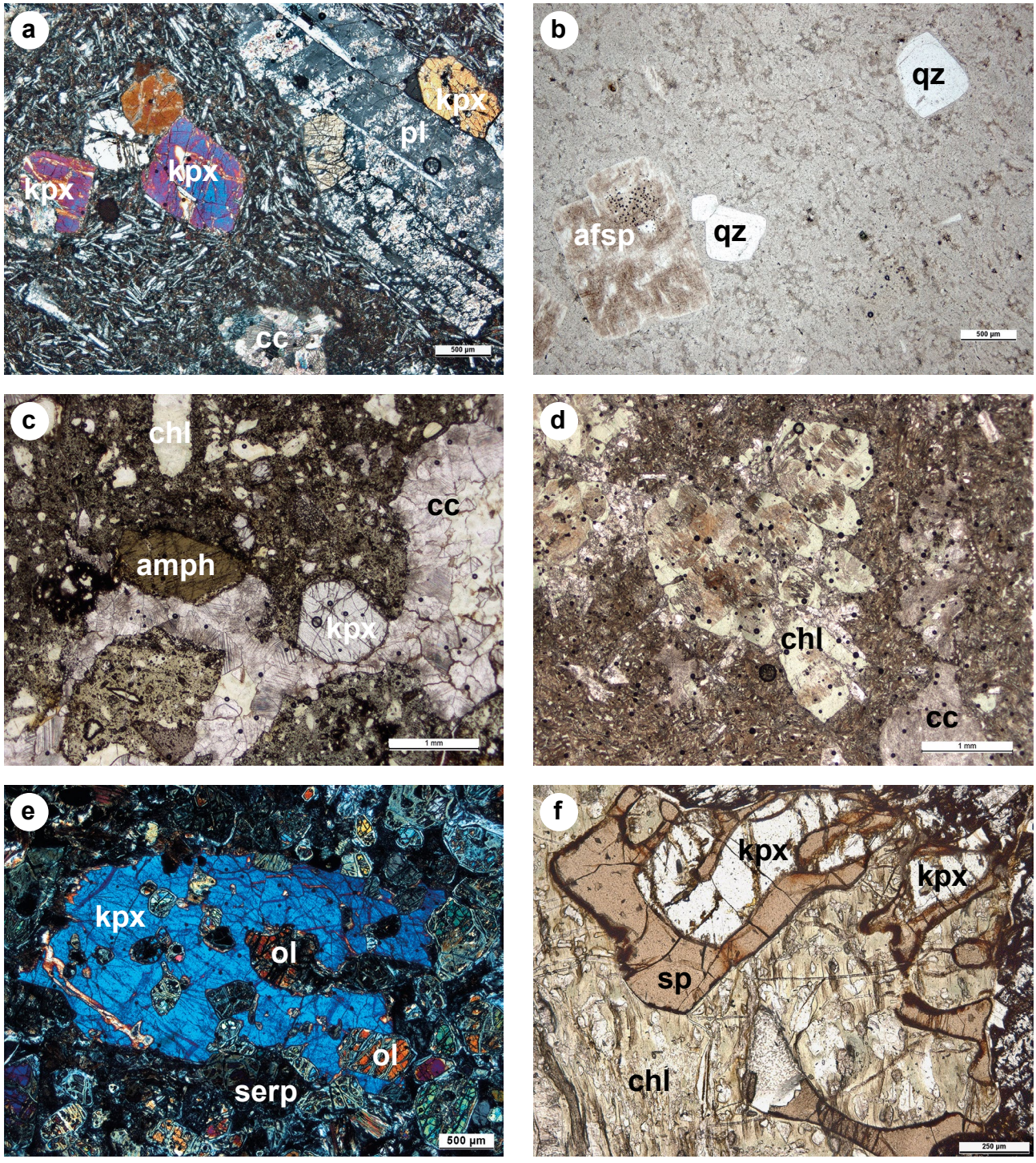


Abb. 12: Dünnschliffe vulkanischer Gesteine des Intraplatten-Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge: **a)** Alkalibasalt (X Pol.), Givet-Frasne-Phase, Mittel–Oberdevon-Zyklus (Probe 29119). Straßenanschnitt östlicher Ortsausgang von Nanzenbach, Dill–Eder-Mulde (R 3453600, H 5626700). **b)** Alkali-Rhyolith (II Pol), Givet-Frasne-Phase, Mittel–Oberdevon-Zyklus (Probe 30559). Felsen ca. 1 km SSW Ballersbach (R 3454820, H 5615750). **c)** Basanititische Pillowfragment-Bekzie (II Pol), Famenne-Phase, Mittel-Oberdevon-Zyklus (Probe 29118). Felsen ca. 1 km nordöstlich Wommelshausen, westlich Gladenbach, Dill–Eder-Mulde (R 3464650, H 5626470). **d)** Tholeiitischer Basalt (II Pol), Unterkarbon-Zyklus (Probe 29082). Straßenanschnitt ca. 1 km südwestlich Burgberg, 1,3 km nördlich Bicken, Dill–Eder-Mulde (R 3456330, H 5618860). **e)** Pikrit (X Pol.), Unterkarbon-Zyklus (Probe 29058). Kleiner Stbr. 330 m N Hüls-Berg, N Schlierbach, Dill–Eder-Mulde (R 3462750, H 5626590). **f)** Spinell-lherzolithischer Mantelxenolith (II Pol) in alkalibasaltischer Pillowfragment-Brekzie, Unterkarbon-Zyklus (Probe 10091c). Taleinschnitt ca. 1 km WSW Burgberg, 1,3 km nördlich Bicken, Dill–Eder-Mulde (R 3456060, H 5618780).

morphen Quarze zeigen häufig Einbuchtungen und eine Abrundung der Kristallkanten. Die ebenfalls idiomorphen, albitisierten Alkalifeldspat- und Plagioklastafeln haben häufig eine Schachbrettalbitisierung erfahren, z. T. sind sie vollständig durch Quarz und/oder feinschuppigen Serizit verdrängt worden. Die ursprünglich glasige Grundmasse besteht jetzt aus Quarz und Feldspat, die ein isometrisches Pflaster bilden. In bestimmten Vorkommen ist auf Kontraktionsklüften auskristallisierter Fluorit zu beobachten.

Die Alkalibasalte und Basanite der **Famenne-Phase des Mittel-/Oberdevon-Zyklus** (Wommelshausen-Vulkanit-Formation) sind teilweise aphyrisch, teilweise führen sie Einsprenglinge und Xenokristalle von pseudomorphem Olivin, Klinopyroxen und z. T. Amphibol (Abb. 12c). Die Grundmasse besteht in einigen Vorkommen aus dicht gedrängten prismatischen Klinopyroxenen, die völlig frisch erhalten geblieben sein können, oft jedoch durch Chlorit verdrängt wurden. Die verbliebenen Zwickelräume waren mit vulkanischem Glas gefüllt, das sekundär in Chlorit und Leukoxen umgewandelt worden ist, oder die Grundmasse setzt sich aus albitisiertem Plagioklas und mehr oder weniger stark chloritisiertem Klinopyroxen zusammen. Das Gefüge der Grundmasse ist dann intergranular. In den porphyrischen Alkalibasalten und Basaniten treten reichlich alterierte spinell-peridotitische Mantelxenolithe (Lherzolithe) auf, die Durchmesser bis über 10 cm erreichen. Vereinzelt sind auch Pyroxenite (Websterite) aus frischem Klinopyroxen und Pseudomorphosen nach Olivin und Orthopyroxen vertreten. Die ehemaligen Lherzolithe bestehen aus z. T. erhalten gebliebenem, frischem Chromdiopsid (Nesbor 2004) sowie aus einem weiteren Pyroxen (wahrscheinlich Orthopyroxen) und Olivin, die vollständig durch Chlorit, Kalzit und Quarz verdrängt wurden. Als weitere Mineralkomponente kommen hellbraune, bis 5 mm große Chromspinelle (Picotite) hinzu, die z. T. symplektitisch mit den übrigen Mineralen verwachsen sind.

Typisches Merkmal der tholeiitischen Basalte und Alkalibasalte des **Unterkarbon-Zyklus** (Deckdiabas-Formation) sind alterierte Olivin-Mikroeinsprenglinge in einer dichten, ursprünglich aus vulkanischem Glas bestehenden Grundmasse. In der ursprünglich glasigen, durch plötzliche Abschreckung des Magmas beim Kontakt mit dem Meerwasser entstandenen Rinde der Pillowschläuche oder den Oberflächen der Deckenergüsse heben sich diese Mikroeinsprenglinge besonders deutlich ab (Abb. 12d). Die häufig agglomerierten Kristalle bestehen jetzt aus Chlorit, der selbst wiederum verbreitet vollständig durch Kalzit, z. T. auch etwas Quarz verdrängt wurde. Die idiomorphen, meist gedrungenen Mikroeinsprenglinge enthalten zahlreiche, winzige Chromspinelle (Picotite). Mit zunehmendem Abstand von den Außenzonen der Lavaströme wird das Gestein grobkörniger, und ein intersertales Gefüge aus Plagioklas und Klinopyroxen stellt sich ein. In mächtigeren Abkühlungseinheiten ist zunehmend ein ophitisches Gefüge entwickelt. Eine Unterscheidung der dann relativ grobkörnigen, massigen Gesteine von den intrusiven tholeiitischen Doleriten ist bei ungünstigen Aufschlussverhältnissen nicht mehr möglich. Deren Schmelzen sind in subvulkanischem Niveau vorwiegend in die Sedimentgesteine des Oberdevons, z. T. auch des Mitteldevons intrudiert. Bei Lagergängen mit größeren Mächtigkeiten (bis über 100 m) hat in situ eine Kristallfraktionierung stattgefunden, die im unteren Teil der Intrusionen zur Anreicherung von oft noch frischem Olivin und damit vielfach zur Bildung pikritischer Dolerite bis zu Pikriten führte (Abb. 12e). Durch gleichzeitige Anreicherung der fluiden Phase im oberen Viertel der Lagergänge entstanden dort sehr grobkörnige Gesteine, während sich in Kontaktnähe zum Nebengestein durch die rasche Abkühlung der Schmelze eine feinkörnige Zone (Abschreckungszone) entwickelte.

Die primitiven alkalibasaltischen Magmen des Unterkarbon-Zyklus sind beim Eintritt in den Meeresraum fragmentiert worden und liegen als stark alterierte und leicht geschieferte Pillowfragmentbrekzien vor. Die einzelnen Vulkaniklasten enthalten stets ehemalige Olivin-Mikroeinsprenglinge, die vollständig durch Chlorit, Kalzit, Quarz und Opakminerale verdrängt wurden. In den ehemaligen Olivinen sind reichlich winzige Chromspinell-Kristalle vorhanden. Die Pillowfragmentbrekzien führen in der Dill–Eder-Mulde zahlreiche, stark karbonatisierte spinell-peridotitische Mantelxenolithe (Lherzolithe), die ein granulares Gefüge aufweisen. Hauptbestandteil der Xenolithe war Olivin mit 60–70 Vol-%. Die rundlichen, xenomorphen Kristalle sind 3–5 mm groß und generell durch Sekundärminerale, im Wesentlichen Kalzit, verdrängt worden. Die Pyroxene wurden oft vollständig zu Chlorit umgewandelt. Zwischen den Pseudomorphosen finden sich mitunter jedoch weitgehend frische Chromdiopside (Abb. 12f). Die Mantelxenolithe führen 3–5 Vol-% Chromspinell, der als größere xenomorphe Kristalle vorliegt oder symplektitisch mit ehemaligem Olivin und Pyroxen verwachsen ist.

4.3 Geochemie

Die paläozoischen Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirges waren postmagmatisch durch diagenetische Prozesse und eine synvulkanische Hydrothermalmetamorphose alteriert worden (Hentschel 1951, 1970, Herrmann & Wedepohl 1970, Wedepohl et al. 1983, Schmincke & Sunkel 1987, Flick et al. 1990). Während der variskischen Orogenese erfolgte zudem eine leichte Regionalmetamorphose, die in der Phyllit-Zone des Taunus-Südrandes stärker druckbetont war (Meisl 1970, Massonne & Schreyer 1983). Durch diese Vorgänge ist, neben der mineralogischen auch die geochemische Zusammensetzung,

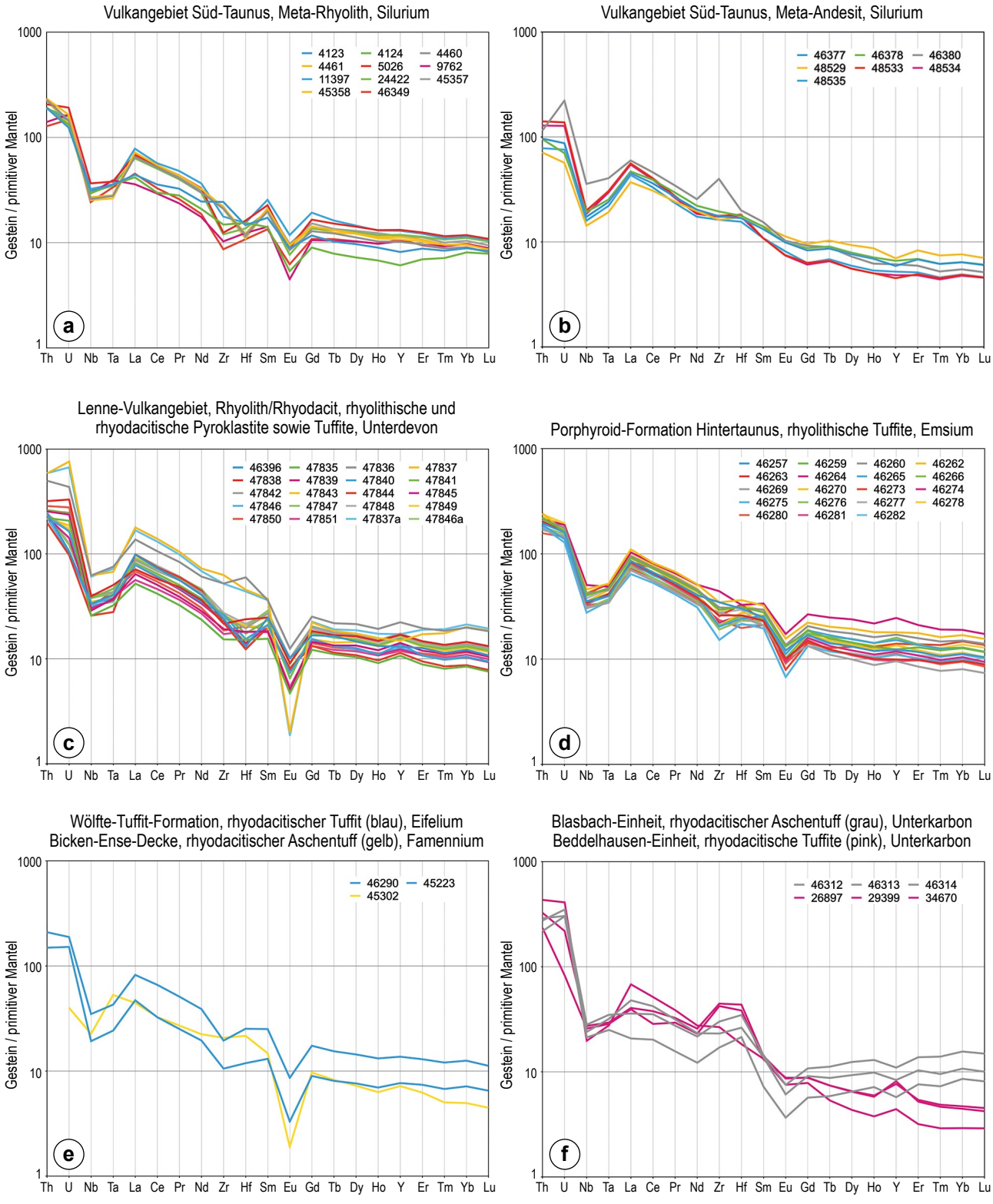


Abb. 13: Verteilung immobiler, inkompatibler Elemente in den subduktionsbezogenen Vulkaniten des Rheinischen Schiefergebirge. Spiderdiagramm nach MacDonald & Sun (1995). Lokalitäten in Tab. 1.

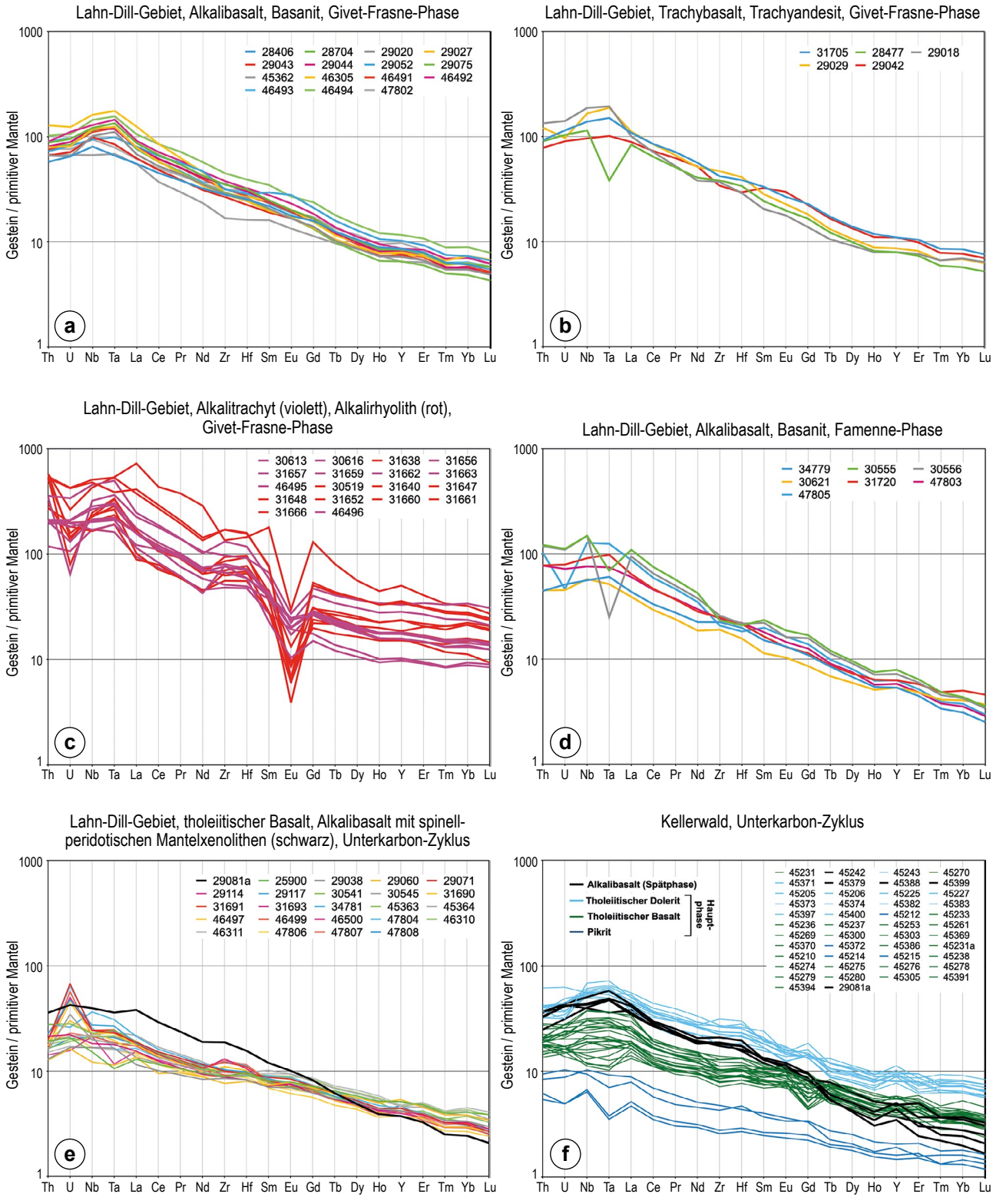


Abb. 14: Verteilung immobiler, inkompatibler Elemente in den Intraplatten-Vulkaniten des Rheinischen Schiefergebirge. Spiderdiagramm nach MacDonald & Sun (1995). Lokalitäten in Tab. 2.

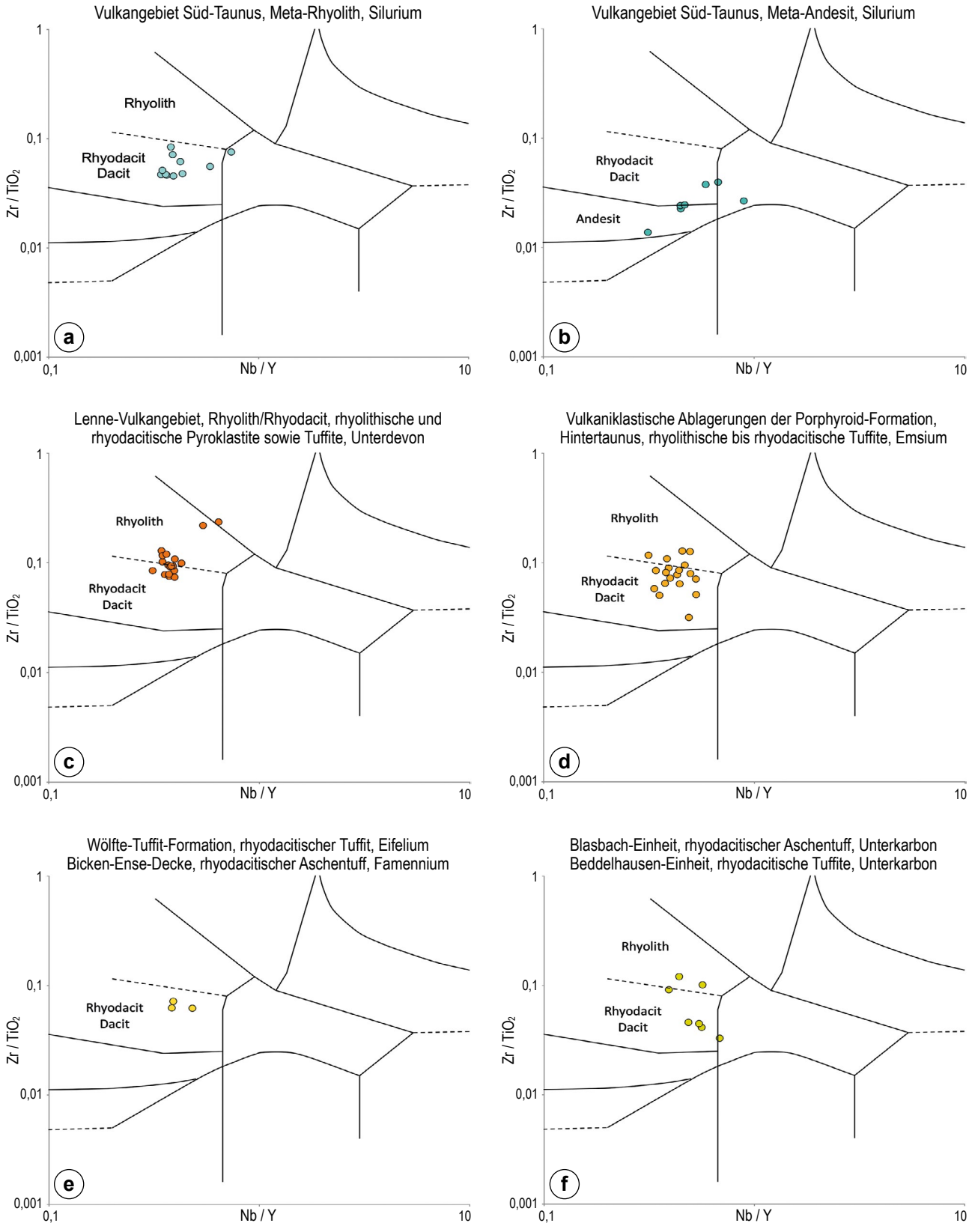


Abb. 15: Klassifikation der subduktionsbezogenen Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirge im Zr/TiO_2-Nb/Y-Diagramm von Winchester & Floyd (1977). Lokalitäten in Tab. 1.

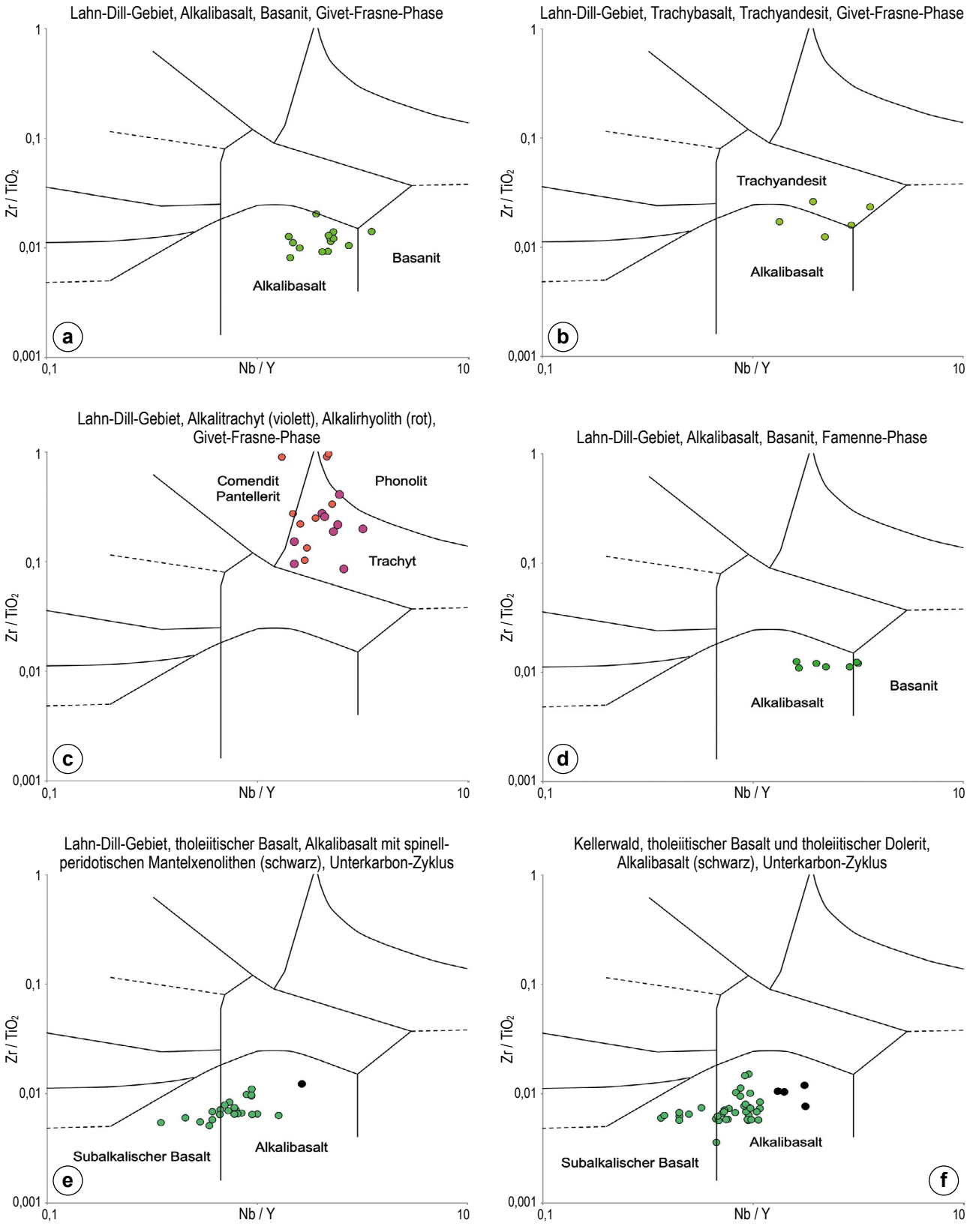


Abb. 16: Klassifikation der Intraplatten-Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirge im Zr/TiO_2-Nb/Y-Diagramm von Winchester & Floyd (1977). Lokalitäten in Tab. 2.

besonders der basaltischen Gesteine, durch Ab- bzw. Anreicherung mobiler Elemente stark verändert worden. Davon waren vor allem die Gehalte an Na_2O und K_2O betroffen, in Abhängigkeit von der Expositionsdauer gegenüber dem Meerwasser und der Permeabilität der Gesteine (THOMPSON 1983, SCHMINCKE & SUNKEL 1987). Weiterhin wurden Si, Ca und Fe in der Regel abgereichert. Mg wurde überwiegend abgereichert, bei starker Chloritisierung der basaltischen Vulkanite aber z. T. extrem angereichert. Al wurde oft nur geringfügig abgereichert, d.h. höhere Gehalte sind für feldspatreiche Gesteine kennzeichnend (Tab. 1, 2).

Aufgrund der weitreichenden Veränderung vor allem der Hauptelemente Na_2O und K_2O, bei den basaltischen Gesteinen verstärkt auch SiO_2, können die Vulkanite nicht mehr mit dem von der International Union of Geological Sciences (2000) empfohlenen TAS-Diagramm (Gesamtalkalien gegen SiO_2, LEMAITRE 2002) klassifiziert werden. Aber auch die mobilen Spurenelemente, wie Ba, Pb, Rb, Sr und Cs, sind wegen der umfangreichen Stoffverschiebungen für eine magmengenetische und geotektonische Diskriminierung wenig geeignet. Daher bleiben für die geochemische Interpretation der Ausgangsgesteine nur bestimmte immobile Elemente. Hierzu zählen vor allem die inkompatiblen Elemente Nb, Y, Zr, Hf, Ta, Th und die Seltenen Erd-Elemente (SEE) sowie eingeschränkt auch Ti, P und U. Von den kompatiblen Spurenelementen sind vor allem Ni und Cr geeignet. Die feldspatreichen Vulkanite können mithilfe der SiO_2-Gehalte in trachytische und rhyolithische Gesteine unterschieden werden, die bei den Alkali-Rhyolithen um ca. 10 Gew.-% höher liegen (Tab. 2).

Für die Klassifizierung der paläozoischen Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirges hat sich u. a. besonders der Vergleich der Vulkanite mit dem primitiven Erdmantel (Spider-Diagramm, Abb. 13, 14) als brauchbar erwiesen (normiert nach MCDONOUGH & SUN 1995). Aufgrund der Alteration der paläozoischen Gesteine streuen die mobilen Elemente Cs, Rb, Ba, K, Pb, Sr und Ti jedoch mehr oder weniger stark. Zur besseren Übersicht wurde daher auf die betreffenden Elemente in den hier verwendeten Darstellungen verzichtet. Durch die große Anzahl an Analysen wird eine sichere Zuordnung der Vulkanite statistisch absichert. Das gilt jedoch nur eingeschränkt für die Aschentuffe des Mittel- und Oberdevons, von denen wegen des erschwerten Auffindens innerhalb des mächtigen Sedimentgesteinsstapels nur wenige Proben vorliegen. Hinzu kommt noch das große Konzentrationsgefälle der Elemente in den vulkanischen Aschen gegenüber den Gehalten in den Sedimenten, das sich auch bei den als immobil geltenden Elementen auswirkte. Dennoch bildet sich das Grundmuster in den betreffenden Diagrammen ausreichend gut ab.

In den Spider-Diagrammen werden grundsätzliche Unterschiede deutlich, die eine Trennung in subduktionsbezogene Vulkanite auf der einen Seite und in Intraplatten-Vulkanite auf der anderen Seite ermöglichen. Das markanteste Unterscheidungsmerkmal ergibt sich dabei aus dem Verteilungsmuster von Nb und Ta (Abb. 13, 14). Während die vulkanischen Gesteine aus dem Süd-Taunus, dem Hintertaunus, dem Lenne-Gebiet und die im übrigen Rheinischen Schiefergebirge auftretenden Aschentuffe eine ausgeprägte negative Nb-Ta-Anomalie aufweisen (Abb. 13), zeigen diese Elemente bei den Vulkaniten des Lahn-Dill-Gebietes und des Kellerwaldes eine leicht positive Anomalie (Abb. 14). Bei dem direkten Vergleich der sehr einheitlich entwickelten subduktionsbezogenen Rhyolithe und Rhyodacite (Abb. 13) mit den Alkali-Trachyten und Alkali-Rhyolithen des Intraplatten-Vulkanismus wird dieser Unterschied noch sichtbarer. So sind bei letzteren die inkompatiblen Elemente extrem angereichert (Abb. 14c). Die absoluten Gehalte z. B. von Zr erreichen 1802 ppm, die von Nb 335 ppm, Y 216 ppm, Ga 50 ppm, La 471 ppm und Ta 20 ppm (Tab. 2). Bei den Hauptelementen sind die Fe_2O_3t-Gehalte mit bis zu 9,0 Gew.-% hoch. Gelegentlich wurde überschüssiges Eisen in Form von Magnetit auf Kontraktionsklüften abgeschieden (Tab. 2, Probe 31663). Dagegen erreichen die absoluten Gehalte in den subduktionsbezogenen Rhyolithen und Rhyodaciten bei den indikativen Elementen Nb mit 33 ppm und Ta mit 2,0 ppm nur 10 % dieser Werte (Tab. 1). Die Fe_2O_3t-Gehalte liegen dort in der Regel zwischen 2 und 4 Gew.-%. Beide Magmatypen sind durch eine ausgeprägte negative Eu-Anomalie gekennzeichnet.

Bei den Intraplatten-Vulkaniten der Givet–Frasne-Phase des Mittel–Oberdevon-Zyklus wird in den Spiderdiagramm-Darstellungen eine Differenziationsreihe sichtbar, indem ausgehend von den Alkalibasalten und Basaniten über die Trachybasalte und Trachyandesite bis zu den Alkali-Trachyten und Alkali-Rhyolithen eine zunehmende Anreicherung der inkompatiblen Elemente zu verzeichnen ist (Abb. 14a-c). Die ε Nd-Werte zweier Alkali-Trachyt-Proben von über +3,5 (bezogen auf 360 Ma) belegen eine Herkunft aus dem Erdmantel (freundl. Mittlg. Prof. Christian Pin, Département de Géologie, Université Clermont, France).

Während der Famenne-Phase stiegen primitive alkalibasaltische bis basanitische Magmen aus einer tieferen Mantelquelle auf, die z. Z. zahlreiche Mantelxenolithe führten. Diese Änderung der Zusammensetzung der Schmelzen wird in einer Versteilung der Kurven sichtbar (Abb. 14d). Die Vulkanite der Famenne-Phase sind im Vergleich zu denen der Givet–Frasne-Phase nur wenig differenziert, erkennbar an den höheren Ni- und Cr-Gehalten (Tab. 2).

Im Unterschied zum Mittel–Oberdevon-Zyklus, der ausschließlich alkalische Vulkanite aufweist, ist der vulkanische Zyklus des Unterkarbons durch tholeiitische Basalte charakterisiert (Abb. 14e, f). Die Kurvenverläufe zeigen bei den Subvulkaniten und mächtigen Lavaströmen jedoch Abweichungen. So ist bei den Pikriten eine Parallelverschiebung der Kurven nach unten, bei den tholeiitischen Doleriten nach oben zu beobachten (Abb. 14f). Diese ist auf Differentiationsprozesse in den z. T. über 100 m mächtigen Intrusionen – untergeordnet auch in mächtigen Lavaströmen – zurückzuführen, die während der

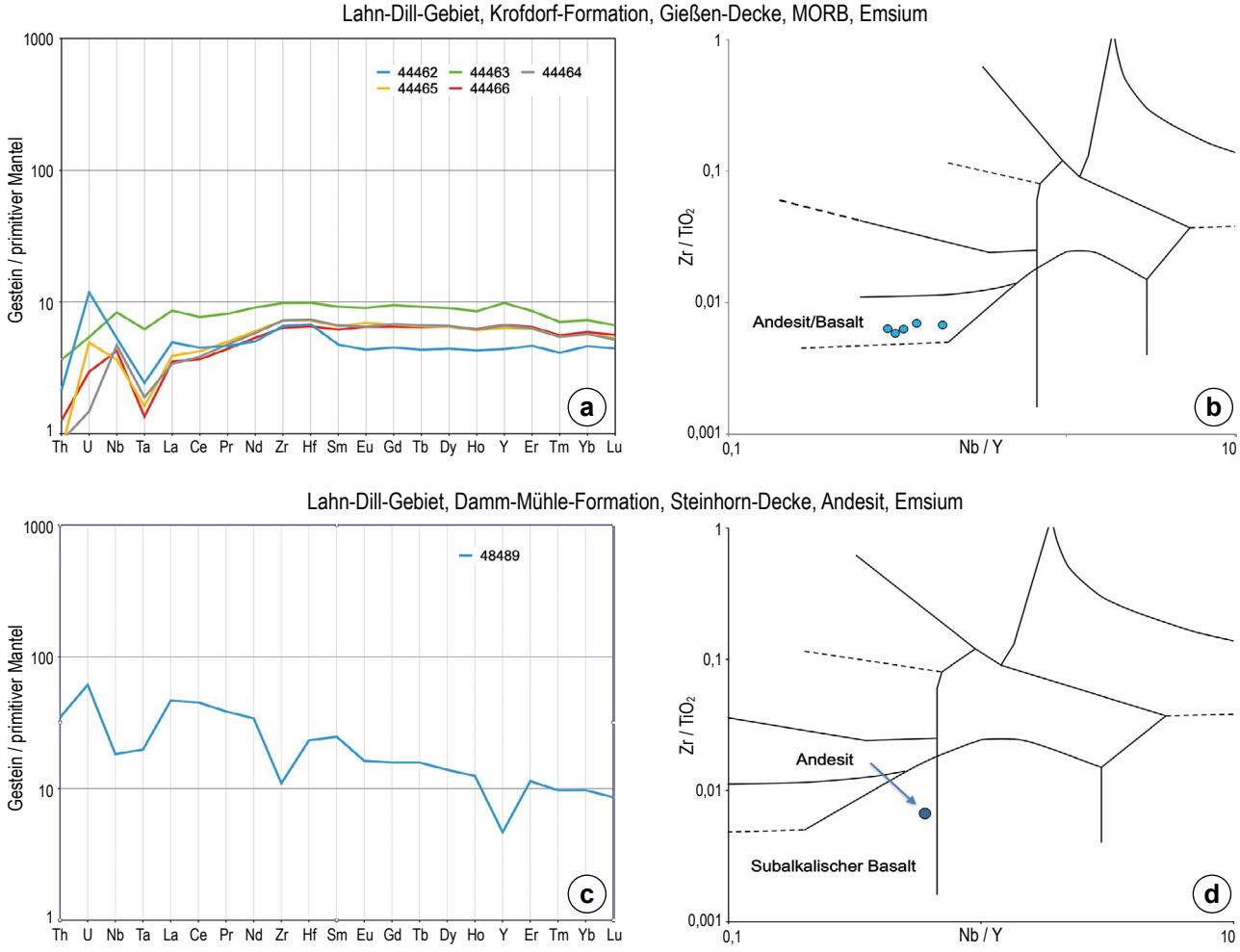


Abb. 17: Geochemie vulkanischer Gesteine in den armorikanischen Decken des Lahn-Dill-Gebietes: (a, b) MOR-Basalte an der Basis der Gießen-Decke, eingeschaltet in eine Folge aus Sedimentgesteinen des Emsiums. (c, d) Andesit-Klasten in Grauwacken des Emsiums innerhalb der Steinhorn-Decke. Lokalitäten in Tab. 1.

Abkühlung und Auskristallisation stattgefunden haben. Dabei hat einerseits durch Absinken früh gebildeter Kristalle eine gravitative Kristallfraktionierung stattgefunden, die zur Entstehung von Pikriten führte. Andererseits wurden in den höheren Bereichen der doleritischen Lagergänge bzw. mächtigen Lavaströme die inkompatiblen Elemente angereichert (Hentschel 1956, Nesbor 1988, Militzer et al. 2018). Am Ende der vulkanischen Aktivitäten im Rheinischen Schiefergebirge wurden primitive alkalibasaltische Schmelzen gefördert, die aus einer tiefen Quelle des Erdmantels stammten. Die daraus kristallisierten Gesteine führen z. Z. zahlreiche und sehr große (bis 40 cm) spinell-lherzolithische Mantelxenolithe. Die Elementverteilung der Platingruppe (PGE) und die Gold-Gehalte belegen deren Herkunft aus dem Erdmantel (Nesbor 2004). Die Vulkanite des Unterkarbon-Zyklus sind nur wenig differenziert, mit entsprechend höheren Ni- und Cr-Gehalten. Die als Kumulate aus den tholeiitischen Basalten hervorgegangenen Pikrite weisen die für diese Gesteine typischen hohen Ni- und Cr-Gehalte mit bis zu 1353 bzw. 1469 ppm auf (Tab. 2).

Die oben dargestellten geochemischen Verteilungsmuster werden durch die Gegenüberstellung der Elementverhältnisse von Zr/TiO_2 gegen Nb/Y untermauert (Diskriminationsdiagramm von Winchester & Floyd 1977). In diesem Diagramm ordnen sich die vulkanischen Gesteine aller Vulkangebiete mit Subduktionsbezug in die Felder der Rhyodacite (Dacite) und Rhyolithe ein (Abb. 15a, c–f). Die Meta-Andesite fallen mit einer gewissen Streuung, die auf die stärkere Alteration dieser Gesteine zurückzuführen ist, in das Andesit-Feld (Abb. 15b).

Bei den Intraplatten-Vulkaniten der Givet–Frasne-Phase des Mittel–Oberdevon-Zyklus wird eine Differenziationsreihe noch deutlicher, die mit zunehmender Anreicherung von Nb und Zr von Basaniten und Alkalibasalten über Trachybasalte, Trachyandesite bis hin zu hoch differenzierten Alkali-Trachyten und schließlich Alkali-Rhyolithen (Pantelleriten) reicht

(Abb. 16a–c). Beide sind durch die oben beschriebene extreme Anreicherung inkompatibler Elemente gekennzeichnet. In den Alkali-Rhyolithen, in denen auch die höchsten Werte an inkompatiblen Elementen erreicht werden, wurde gelegentlich überschüssiges Fluor als tief violetter Fluorit abgeschieden (Flick & Nesbor 1988). Die Vulkanite der Famenne-Phase fallen erwartungsgemäß in das Feld der Alkalibasalte und Basanite (Abb. 16d). Die tholeiitischen Basalte des Unterkarbon-Zyklus aus dem Kellerwald und dem Lahn-Dill-Gebiet nehmen in den Spider-Diagrammen die Felder der subalkalischen Basalte und der Alkalibasalte ein (Abb. 16e, f). Diese Trennung in subalkalische Basalte und Alkalibasalte zeigt sich nur geochemisch, jedoch nicht in der mineralogischen Zusammensetzung.

Die aus der Gießen-Decke genommenen Vulkanitproben (Basalte mittelozeanischer Rücken, MORB, (Tab. 3) haben keinerlei Gemeinsamkeiten mit den vulkanischen Gesteinen des autochthonen Rheinischen Schiefergebirges. Die Gehalte an inkompatiblen Elementen sind generell sehr gering und erreichen nicht einmal das 10-fache der Werte des primitiven Mantels (Abb. 17a). Die Kurven verlaufen nahezu horizontal, mit einem leicht negativen Trend bei den Leichten Seltenen Erd-Elementen (LSEE). Ta weist eine negative Anomalie auf. Im Zr/TiO_2-Nb/Y-Diagramm bestätigt sich dieses Bild durch entsprechend niedrige Elementverhältnisse (Abb. 17b). Aus der Steinhorn-Decke konnte nur eine brauchbare Probe aus einer unterdevonischen Grauwacke gewonnen werden (Tab. 3), bei der es sich nach dem mineralogischen Befund um einen Andesit handelt (Mende et al. 2019). Der Kurvenverlauf im Spiderdiagramm bestätigt diese Zuordnung (Abb. 17c). Die ausgeprägte negative Nb-Ta-Anomalie belegt den Subduktionsbezug dieses Gesteins. Negative Anomalien von Zr und Y lassen sich durch sekundäre Stoffverschiebungen erklären, die von der starken Alteration der Vulkanite herrührt. Diese macht sich auch in dem Zr/TiO_2-Nb/Y-Diagramm bemerkbar, wodurch die Probe in das Feld der subalkalischen Basalte fällt (Abb. 17d).

5 Diskussion und Folgerungen

Am Südrand von Avalonia, dem südlichen Teil Laurussias, hatte sich während des Siluriums ein magmatischer Bogen über dem nach Norden subduzierten Rheischen Ozean gebildet (Franke 1995, 2000, Franke & Dulce 2017, Franke et al. 2017, 2019, Franke et al. 2020, Franke 2023, Oncken 1997). Ein kleines Relikt davon ist nur im Süden des Taunus-Antiklinoriums innerhalb der Phyllit-Zone, am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges, erhalten geblieben (Abb. 1). Die dort aufgeschlossenen Meta-Rhyolithe und -Andesite weisen die für Subduktionszonen charakteristische Elementverteilung auf (Abb. 13a, b, 15a, b). Aufgrund deren geringer Ausdehnung und isolierter Stellung bleibt die genauere Position innerhalb des magmatischen Bogens, bei dem es sich um eine größere Struktur handelte, unklar. Die Sonderstellung der Südtaunus-Einheit in der Phyllit-Zone wird weiterhin dadurch unterstrichen, dass die Gesteinseinheiten im Fortstreichen der Phyllit-Zone nach Südwesten (Hunsrück) und nach Nordosten (Südharz) eine völlig andere stratigraphische und petrographische Entwicklungsgeschichte aufweisen. Sie sind zum einen deutlich jünger oder auch älter, zum anderen herrschen Sedimentgesteine vor. Das bedeutet, dass die drei Einheiten der Phyllit-Zone ursprünglich getrennt waren und erst während der Variskischen Orogenese eine gemeinsame metamorphe Überprägung erfahren haben.

Diese unterscheidet sich in ihrer Intensität deutlich vom übrigen Rheinischen Schiefergebirge. Während dort nur eine very low grade-Metamorphose erreicht wurde, war der Metamorphosegrad der Südtaunus-Einheit deutlich druckbetont (Massonne & Schreyer 1983, Massonne in Anderle et al. 1990, Massonne 1995). Aufgrund dieser unterschiedlichen metamorphen Überprägung ist eine fortlaufende stratigraphische Abfolge der silurischen Gesteine und der des Unterdevons ausgeschlossen. Die von verschiedenen Autoren geforderte Überdeckung des magmatischen Bogens während des Unterdevons durch baltische Abtragungsprodukte, die aus dem aufsteigenden Kaledonischen Gebirge (Old Red-Kontinent) stammten (Franke et al. 2023, Linnemann et al. 2023), ist daher schwer vorstellbar. Beide Einheiten hätten dann während der Variskischen Orogenese die gleiche Metamorphose erfahren haben müssen – was nicht der Fall ist.

Der silurische Subduktionsvulkanismus, der bisher nicht genauer datiert werden konnte (Sommermann et al. 1992, 1994), setzte sich mit Unterbrechungen im Gedinnium fort und dauerte über das gesamte Unterdevon und darüber hinaus an (Heyckendorf 1985, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] 2017). Die betreffenden Gesteine sind im Bereich des Siegen-Antiklinoriums, im Lenne-Gebiet, großflächig aufgeschlossen (Abb. 1). Während des Emsiums kommen noch die «Porphyroide» des Hintertaunus und der Gebiete von der unteren Lahn über den Mittelrhein bis in den Hunsrück sowie des NW- und SE-Randes der Mosel-Mulde hinzu, die zusammen ebenfalls weite Bereiche umfassen (Kirnbauer 1991). Zwischen den Lenne-Vulkaniten des Siegen-Antiklinoriums und den Vulkaniten der Porphyroid-Formation bestehen in petrographischer und geochemischer Hinsicht auffällige Ähnlichkeiten. Beide führen Quarz-Einsprenglinge mit magmatogenen Korrosionserscheinungen, albitisierte Plagioklas- bzw. Alkalifeldspat-Einsprenglinge und alterierten Biotit als mafische Komponente in einer Matrix aus vulkanischem Glas. Sowohl die Lenne-Vulkanite als auch die der Porphyroid-For-

mation sind auf rhyolithische bis rhyodacitische Magmen zurückzuführen (Abb. 15c, d). Die Schmelzen des Lenne-Gebietes flossen als Laven aus oder bildeten Domstrukturen, sind aber häufig auch durch explosive Eruptionen gefördert worden. Diese Tephra wurde als pyroklastische Fließeinheiten (Ignimbrite) und Air Fall transportiert. Letzterer ist im Anschluss als Fall-Ablagerung überwiegend submarin sedimentiert worden. Bei den Gesteinen der Porphyroid-Formation handelt es sich primär ausschließlich um pyroklastische Ablagerungen. Sie sind fast immer als Schuttströme innerhalb eines küstenfernen Sedimentationsraumes des Schelfmeeres umgelagert worden. Dabei wurden die von der Tephra überdeckten bentischen Organismen mitgerissen und sind daher gehäuft in den Schuttstromablagerungen vertreten (Abb. 6). Als Liefergebiet wird der Raum nordöstlich, östlich oder südöstlich der heutigen Verbreitung eingegrenzt (Kirnbauer 1991). Einer Anlieferung der Pyroklastite aus dem Norden, dem Verbreitungsgebiet der Lenne-Vulkanite, ist wegen der fehlenden Präsenz der Porphyroid-Formation im Bereich des Siegen-Antiklinoriums nicht in Betracht zu ziehen (Abb. 1).

Vom Volumen her sind die Vulkanite des Lenne-Gebietes und die der Porphyroid-Formation jeweils mit dem des Süd-Taunus vergleichbar (Abb. 1). Von entscheidender Bedeutung ist die Verteilung indikativer Elemente mit Subduktionsbezug in den genannten Gebieten, die der im Süd-Taunus exakt entspricht (Abb. 13a-d). Ab dem Mitteldevon bis ins Unterkarbon werden die pyroklastischen Ablagerungen des subduktionsbezogenen Vulkanismus distaler und sind in der mächtigen siliziklastischen Abfolge aus Sedimentgesteinen weniger gut auffindbar (Kubaner & Zimmerle 1986). Eine Ausnahme bildet der Wölfte-Tuffit im Autochthon des Kellerwaldes (Abb. 13e), der grobkörnig entwickelt ist und über 10 Meter Mächtigkeit erreicht. Alle 67 Proben aus dem Süd-Taunus, dem Hintertaunus, dem Lenne-Gebiet und dem übrigen Rhenoherzynikum zeigen die für subduktionsbezogene Vulkanite typische negative Nb-Ta-Anomalie (Abb. 13). Hinzu kommen moderate Gehalte an Schweren Seltenen Erd-Elementen (HREE). Generell handelt es sich bei den betreffenden Gesteinen um Rhyolithe, Rhyodacite und Andesite, wie sie für magmatische Bögen über Subduktionszonen typisch sind (Abb. 15).

Der ab dem tieferen Givetium einsetzende Intraplatten-Vulkanismus ist im Rheinischen Schiefergebirge ebenfalls großflächig dokumentiert (Abb. 2). Dabei zeigt der Mittel–Oberdevon-Zyklus in seiner Magmenentwicklung und in der zeitlichen Abfolge der vulkanischen Aktivitäten weitreichende Übereinstimmungen mit vielen jungen Intraplattenvulkanen auf der Erde. So ist z. B. der Vulkanismus in der Rhön (Ehrenberg et al. 1992, 1994) oder auf den Kanarischen Inseln (Schmincke 1994) ebenfalls durch eine Hauptphase mit einer ausgepägten Kristallfraktionierung gekennzeichnet, die sich in einer zunehmenden Differenziation der Magmen – ausgehend von nephelinitischen, basanitischen und alkalibasaltischen Schmelzen über trachybasaltische und trachyandesitische bis hin zu hoch differenzierten trachytischen, rhyolithischen und phonolitischen Magmen – äußert. Meist folgt danach eine tiefgreifende Erosionsphase, wie sie auch im Rheinischen Schiefergebirge stattfand. Nach einer längeren Unterbrechung wurden auch dort posterosiv in geringen Mengen primitive basanitische und alkalibasaltische Schmelzen gefördert, die mitunter zahlreiche aus dem Erdmantel mitgebrachte spinell-lherzolithische, z. Z. auch pyroxenitischen Mantelxenolithe führten.

Ein wichtiger Unterschied zu den oben genannten Gebieten zeigt sich jedoch in der geochemischen Zusammensetzung der trachytischen und rhyolithischen Magmen, die im Lahn-Dill-Gebiet durch eine extreme Anreicherung an inkompatiblen Elementen gekennzeichnet waren. Bei den betreffenden alkalitrachytischen bis alkalirhyolithischen Vulkaniten handelt es sich um pantelleritische Trachyte und Pantellerite (Abb. 14c, 16c). Solche Schmelzen sind typisch für Gebiete, die einem ausgeprägten Rifting unterliegen. Rezente Beispiele sind das Pantelleria-Rift zwischen Sizilien und Tunesien und die Ostafrikanische Rift-Zone (MacDonald et al. 1987, MacDonald & Baginski 2009, Marshall et al. 2009, White et al. 2009, 2012). Die alkalitrachytischen- bis alkalirhyolithischen Magmen waren auch an Gallium stark angereichert. In einigen Alkali-Rhyolithen wurde überschüssiges Eisen in Form von Magnetit, überschüssiges Fluor als tief violetter Fluorit auf Kontraktionsklüften abgeschieden (Flick & Nesbor 1988). Vergleichbare Beobachtungen werden aus der Ostafrikanischen Rift-Zone beschrieben (Marshall 1998, MacDonald et al. 2008). Die aufgezeigten Daten belegen ein ausgeprägtes back-arc-Rifting im Bereich des zunehmend ausgedünnten Schelfs am Südrand Avalonias während des Mitteldevons (Abb. 18).

Die Gesteine des Unterkarbon-Zyklus sind vergleichsweise weniger komplex zusammengesetzt. Bei den ausschließlich basaltischen Vulkaniten dominieren tholeiitische Basalte. Der Vulkanismus endete mit der Förderung primitiver alkalibasaltischer Schmelzen (Abb. 14e, f, 16e, f). Daraus ist zu schließen, dass der anfangs relativ hohe Aufschmelzgrad im Mantel zunehmend geringer wurde. Schließlich wurden am Schluss primitive alkalibasaltische Magmen unmittelbar aus dem tieferen Erdmantel gefördert, die zahlreiche und z. Z. sehr große spinell-lherzolithische Mantelxenolithe führten. Diese Entwicklung spiegelt die zunehmende Einengung des Rhenoherzynischen back-arc-Beckens vor dessen endgültiger Schließung im Viséum wider.

Der Intraplatten-Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge war aber im Devon und Unterkarbon nicht nur auf das heutige Lahn-Dill-Gebiet und den Kellerwald beschränkt, sondern erstreckte sich weit über die heutigen Grenzen bis in den Bereich des Taunus- und des Siegen-Antiklinoriums (Abb. 1). Zahlreiche vulkanischer Gänge, die dort die unterdevonischen Sedimentgesteine durchschlagen haben, belegen diese ursprünglich weite Verbreitung (Fuchs & Leppla 1930, Mittmeyer 1978, Wedepohl et al. 1983, Flick & Nesbor 1988,

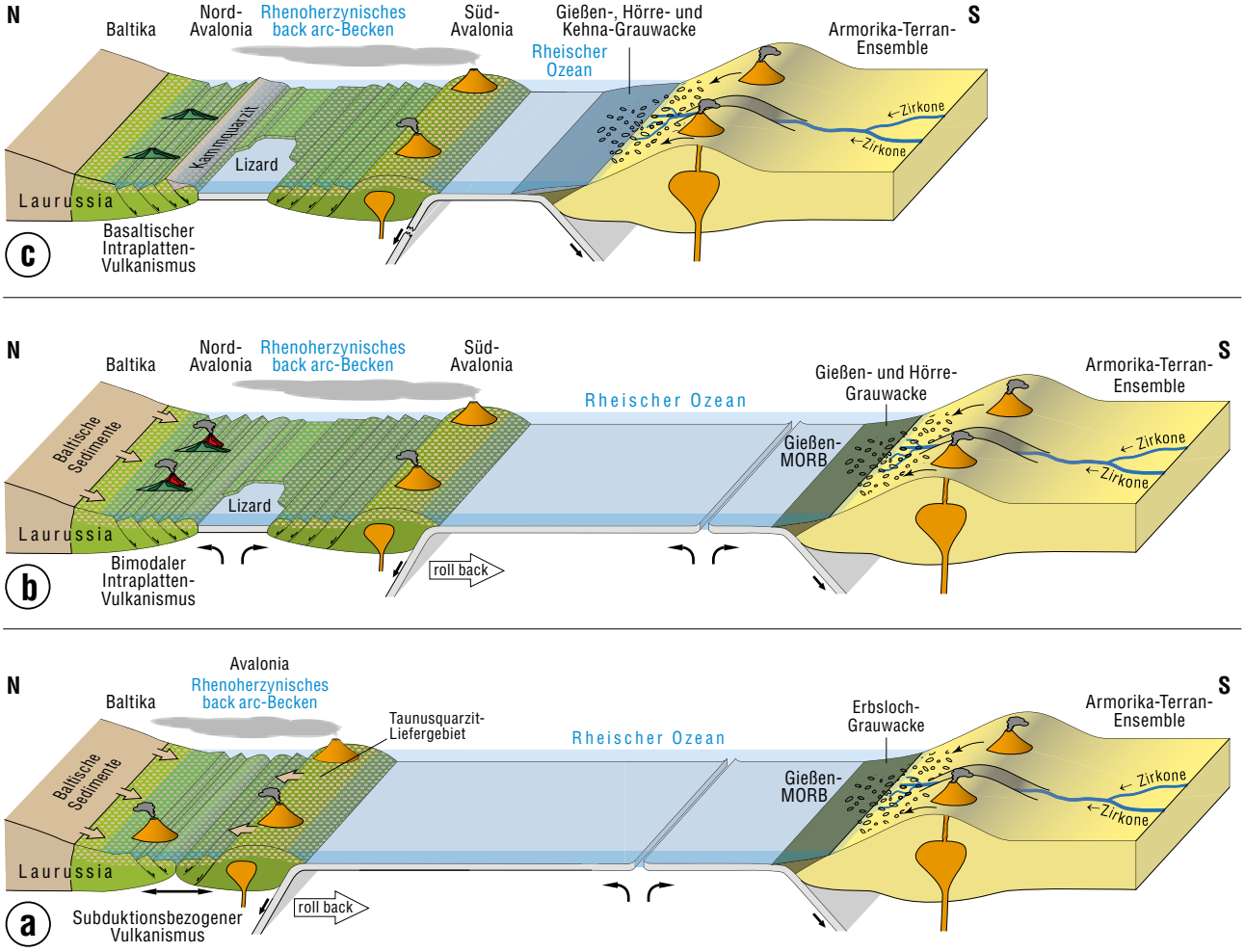


Abb. 18: Vereinfachtes geodynamisches Modell (aus Nesbor 2019; nach Zeh & Gerdes 2010, Stampfli et al. 2013, Eckelmann et al. 2014, von Raumer et al. 2017. **(a)** Spätes Unterdevon (ca. 400 Ma), **(b)** Oberdevon (ca. 370 Ma), **(c)** Spätes Oberdevon/Frühes Unterkarbon (ca. 365–355 Ma). Basaltische Intraplatten-Vulkane in Grün, alkalitrachytische und alkalirhyolithische Intraplatten-Vulkane in Rot, subduktionsbezogene Vulkane und Plutonite in Orange.

Anderle 2010, Militzer et al. 2018). Bei diesen ehemaligen Förderspalten handelte es sich um sehr dynamische Systeme, in denen in kurzer Zeit (wenige Stunden bis Tage) große Mengen an Schmelze gefördert werden konnten. In jungen Vulkangebieten mit entsprechenden Aufschlusshöhen – wie z. B. in der Caldera de Taburiente auf La Palma mit einer Aufschlusshöhe von fast 2500 m oder auf den bis 300 m hohen Caldera-Wänden von Santorin – wird sichtbar, dass über oft schmalen Gangsystemen größere Vulkane entstanden sind. In gleicher Weise entwickelten sich über den heute im Taunus- und Siegen-Antiklinorium aufgeschlossenen Förderspalten im Mittel-Oberdevon und im Unterkarbon mächtige submarine Vulkanbauten, vergleichbar mit den im Lahn-Dill–Eder-Gebiet noch vorhandenen Vulkankomplexen. In den genannten Sattelstrukturen sind diese mittlerweile abgetragen. Ein Relikt solcher Vulkanbauten wird durch alkalibasaltische Pillowfragment-Brekzien der Givet-Frasne-Phase belegt („Schalstein"), die bei dem hoch explosiven Ausbruch des Laufenseldener Maars im Taunus fragmentiert wurden und wieder in das Diatrem zurückgefallen sind (s. Abb. 2).

Die in dem vorliegenden Artikel dargestellten Ergebnisse belegen, dass das Rhenoherzynikum durch einen weit verbreiteten subduktionsbezogenen Vulkanismus geprägt war, der mit Unterbrechungen vom Silurium bis ins Oberdevon und Unterkarbon andauerte. Bereits Floyd (1982) und Ziegler (1988) interpretierten das Rhenoherzynikum als eine Reihe ensialischer back-arc Basins, die von einer flach nach Norden abtauchenden Subduktionszone unterfahren wurden. In der Folgezeit wurde die Entstehung des Variskischen Gebirges und ihre Vorgeschichte kontrovers diskutiert. So gingen einige Autoren von einer Schließung des Rheischen Ozeans und einer Kollision von Laurussia mit Armorika bereits im späten Silurium oder spätestens im frühen Unterdevon aus (z. B. Oncken 1997, Franke 2000, Franke et al. 2017, Franke 2023, Linnemann et

al. 2023). Dabei wurde aber verschiedentlich die magmatische Situation weitgehend außer Acht gelassen, bis auf die vulkanischen Ereignisse im Süd-Taunus. In der gleichen Position an der die Schließung des Rheischen Ozeans stattgefunden hat, wird bereits im Unterdevon die erneute Öffnung eines schmalen Ozeans in Betracht gezogen – dem Rhenoherzynischen bzw. Gießen-Lizard Ozean – der bis zum Unterkarbon in südlicher Richtung subduziert wurde. Der Südrand von Avalonia, dem südlichen Teil Laurussias, wird als passiver Kontinentalrand interpretiert.

Eine frühe Schließung des Rheischen Ozeans bereits im späten Silurium oder spätestens im frühen Unterdevon und die dadurch ausgelöste Kontinent-Kontinent-Kollision von Avalonia mit Armorika wirft einige Fragen auf. So merkte bereits Klügel (1997, S. 22) an, der übrigens eine Schließung im späten Silurium oder spätestens im frühen Unterdevon vertrat, dass „eine Kollision im Silur oder Unterdevon allerdings weder in Sedimenten des rhenoherzynischen noch des saxothuringischen Beckens oder des Barrandiums dokumentiert" ist. Das bedeutet, dass in dem Zeitraum keine Spuren eines Kollisionsgebirges, vergleichbar dem Kaledonischen oder Variskischen Gebirge, zu finden sind. Auch die Sutur zwischen den beiden Kontinenten ist scheinbar spurlos verschwunden. Weiterhin sind weder tektonische Decken noch Flysch einer silurisch-unterdevonischen Kollision auffindbar. Schließlich widerspricht die geochemische und isotopische Zusammensetzung der Granitoide des Bergsträßer Odenwaldes der Hypothese einer tektonischen Unterlagerung (Underplating) großer Gebiete der Mitteldeutschen Kristallin-Zone durch avalonische Kruste (Altherr et al. 1999). Diese Fakten sprechen für ein Weiterbestehen des Rheischen Ozean über das Unterdevon hinaus. Hierzu passt auch der andauernde subduktionsbezogene Vulkanismus, der großflächig im Rheinischen Schiefergebirge dokumentiert ist. Passive Kontinentalränder dagegen sind in der Regel weitgehend frei von Vulkanismus.

Für die Öffnung eines Rhenoherzynische Ozeans relativ kurz nach der Schließung des Rheischen Ozeans fehlt ein plausibler Mechanismus. Auch die rasche Subduktion dieses schmalen Ozeans, sogar einschließlich des mittelozeanischen Rückens, ohne Spuren zu hinterlassen (Franke 2023, Linnemann et al. 2023), wirft Fragen auf. Solch junge und somit heiße ozeanische Kruste hat ein geringeres spezifisches Gewicht. Sie lässt sich damit nur schwer subduzieren und müsste daher verbreitet obduziert worden sein. Das Fehlen von Ophiolithen im Rahmen der variskischen Kollision im Karbon erklärt sich dagegen widerspruchsfrei durch die Subduktion alter, relativ kühler und damit entsprechend schwerer ozeanischer Kruste, wie sie bei einem großen Ozean, wie dem Rheischen Ozean, gegeben ist. Das erklärt auch das Vorhandensein intraozeanischer Inselbögen, wie dem Frankenstein-Pluton (Altherr et al. 1999), deren Anlage durch kühlere Ozeankruste mit geringerem Auftrieb begünstigt wird. Ein rezentes Beispiel könnte der heutige Westteil des Pazifischen Ozeans sein, mit seinen magmatischen Bögen, back-arc-Becken mit kontinentaler oder ozeanischer Kruste und den zahlreichen Inselbögen.

Davon abweichend wird ein auch in dem vorliegenden Artikel favorisiertes, alternatives Modell vertreten, das von einer Schließung des Rheinischen Ozeans erst im Unterkarbon ausgeht (Floyd 1982, Oczlon 1994, Smith 1996, von Raumer & Stampfli 2008, Zeh & Gerdes 2010, Nance et al. 2012, Torsvik & Cocks 2013, Stampfli et al. 2013, Eckelmann et al. 2014, Mende et al. 2019, Nesbor 2021). Dabei wird die Subduktion des Ozeans ab dem Silurium in nördlicher Richtung unter das avalonische Krustensegment im Süden Laurussias und ab dem Unterdevon zusätzlich nach Süden unter den Nordrand von Armorika vorgeschlagen (Abb. 18). Der Rheische Ozean war spätestens im Unterkarbon geschlossen. Während des gesamten Zeitraumes vom Silurium bis zum Unterkarbon war im südlichen Teil Avalonias ein subduktionsbezogener Vulkanismus aktiv. Die über diesen langen Zeitraum von bis zu 100 Ma Jahren weitgehend gleiche Zusammensetzung der geförderten Schmelzen erfordert einen lang andauernden, konstanten Prozess der Magmenbildung, der mit der Subduktion eines großen Ozeans in Einklang steht. Ein Recycling von Material aus einem älteren magmatischen Bogen über solch einen langen Zeitraum schließt sich magmengenetisch aus, da solch ein System nicht statisch verharrt. Zudem erscheint es fraglich, weshalb bei gleicher Zusammensetzung der Magmen einerseits im Silurium ein subduktionsbezogener Vulkanismus stattfand, andererseits später aber fortwährend nur noch recycelte Schmelzen aus einem ehemaligen magmatischen Bogen gefördert worden sein sollen.

Provenienz-Analysen an detritischen Zirkonen untermauern die Ergebnisse aus den petrologischen und geochemischen Untersuchungen, die eine klare Trennung in verschiedene Liefergebiete erlauben (Eckelmann et al. 2014, Mende et al. 2019). So zeigen z. B. Sandsteinproben des Famenniums aus dem Autochthon des Lahn-Dill-Gebietes und des Kellerwaldes ein typisch baltisches Verteilungsmuster der Zirkon-Alter, während in unmittelbarer Nachbarschaft dazu gleich alte Grauwacken aus allochthonen Einheiten eine armorikanische Herkunft aufweisen. Da in keiner der Proben eine gegenseitige Kontamination stattgefunden hat, ist von einem trennenden Element, einem Ozeanbereich, zwischen den beiden Liefergebieten auszugehen. In die gleiche Richtung weisen noch bis ins Oberdevon bestehende Faunenunterschiede zwischen dem Autochthon des Rheinischen Schiefergebirges und verschiedenen Deckeneinheiten, d. h. es fand infolge einer Trennung der Gebiete kein Faunenausgleich statt (U. Flick 1999, 2018, 2021).

Die Sedimente, aus denen die Decken hervorgegangen sind, wurden ursprünglich am Südrand des Rheischen Ozeans vor dem dort aktiven magmatischen Bogen abgelagert (Mende et al. 2019). Von dessen subduktionsgebundenem Vulkanismus zeugen Andesit-Klasten in Grauwacken des Emsiums innerhalb der Steinhorn-Decke im Lahn-Dill-Gebiet (Abb. 17c, d). Die an der Basis der Gießen-Decke aufgeschlossenen Basalte

mittelozeanischer Rücken (MORB, Abb. 17a, b) werden dem Ozeanboden des Rheischen Ozeans in dessen Süd-Teil zugeordnet (Abb. 18).

Durch eine andauernde Subduktion des Rheischen Ozean nach Norden erklärt sich zwanglos die Öffnung des kontinentalen Rhenoherzynischen back-arc-Beckens auf dem mit baltischem Abtragungsschutt bedeckten avalonischen Krustensegment (Abb. 18a), wie es bereits von Floyd (1982) in Betracht gezogen wurde. Damit wurde Avalonia in einen nördlichen und einen südlichen Teil aufgetrennt (Zeh & Gerdes 2010). Diese Prozesse lösten auf Nord-Avalonia einen intensiven Intraplatten-Vulkanismus aus, der neben basaltischen Schmelzen auch hoch differenzierte pantelleritische Trachyte und Pantellerite förderte, wie sie in Rift-Zonen typisch sind (z. B. Pantelleria-Rift, Ostafrikanische Rift-Zone, MacDonald et al. 1987, MacDonald & Baginski 2009, Marshall et al. 2009, White et al. 2009, 2012). Nach Westen hin öffnete sich das kontinentale Rhenoherzynische back-arc-Becken wahrscheinlich in den Lizard Ozean. Durch das Zurückweichen der Subduktionszone (roll back) wanderte Süd-Avalonia zunehmend in südliche Richtung bei gleichzeitiger Erweiterung des back-arc-Beckens (Abb. 18b, c). In Zusammenhang mit den Subduktionsprozessen wird die Entstehung der sulfidischen Erzlagerstätten in der Rhenoherzynischen Zone diskutiert (von Raumer et al. 2017).

Zu keiner Zeit entstand dabei ozeanische Kruste in entsprechend großen Wassertiefen. Der geringere Gehalt an Gasblasen in dem überwiegenden Teil der vulkanischen Gesteine des Unterkarbons ist auf die Zusammensetzung der betreffenden Magmen zurückzuführen. So ist der Gehalt an vulkanischen Gasen (Fluiden) in tholeiitischen Schmelzen ca. nur ein Drittel so hoch im Vergleich zu den alkalibasaltischen. Bestätigt wird dies durch die im Unterkarbon ebenfalls auftretenden alkalibasaltischen Pillowfragmentbrekzien deren hochblasige Partikel denen der Pillowfragmentbrekzien („Schalstein") des Mitteldevons gleichen. Eine geringe Wassertiefe von max. 200–300 m erschließt sich auch aus dem geologischen Zusammenhang, in dem die autochthonen paläozoischen Metavulkanite des Rheinischen Schiefergebirges stehen. So zeigt sich bei geologischen Profilaufnahmen und in den zahlreichen, z. Z. über 1000 m tiefen Lagerstättenbohrungen, dass die vulkanischen Gesteine in eine mächtige Sedimentgesteinsabfolge konkordant eingeschaltet sind bzw. von mehrere tausend Meter mächtigen klastischen Sedimentgesteinen unterlagert werden.

In diesem Kontext ist das Auftreten von Kieselgesteinen im Frasnium und im Unterkarbon nicht mit großen Wassertiefen eines Ozeans und einer Sedimentation unterhalb der Karbonat-Kompensationstiefe (CCD) gleichzusetzen. Grund dafür war der hohe Gehalt an gelöster Kieselsäure im Meerwasser, der in direktem Zusammenhang mit dem Vulkanismus zu sehen ist. So wurden zum einen während der vulkanischen Tätigkeit mit entsprechenden Ionen beladene Fluide und Lösungen in das Meerwasser abgegeben, zum anderen führte die tiefgreifende Alteration der in hohem Maße aus vulkanischem Glas bestehenden vulkanischen Gesteine zur Freisetzung von Si-, Fe- und Ca-Ionen (Flick et al. 1990). Dadurch waren, zusammen mit den tropischen Wassertemperaturen, ideale Wachstumsbedingungen für Mikroorganismen geschaffen, die die Fällung der genannten Ionen unterstützten. In diesem Zusammenhang ist neben den Eisenerzvorkommen der Roteisenstein-Formation an der Grenze Mittel/Oberdevon auch die Eisenkiesel-Formation des Unterkarbons zu nennen. Der hohe Gehalt an gelöster Kieselsäure im Meerwasser förderte das Wachstum von Radiolarien. Bei geringer siliziklastischer Hintergrundsedimentation kam es in der Folge zur Ablagerung von Kieselgesteinen, die vorwiegend aus Radiolarienschlämmen hervorgegangen sind (Gursky 1997, 2007). Beispiele sind die Kieselschiefer der Adorf-Formation des Frasniums und die Kieselschiefer der Laisa- und Hillershausen-Formation (Kulm-Kieselschiefer) des Unterkarbons.

Die Öffnung des Rhenoherzynischen back-arc-Beckens hatte die Teilung des avalonischen Krustensegments im Süden Laurussias in Nord- und Süd-Avalonia zur Folge (Zeh & Gerdes 2010, Eckelmann et al. 2014). Dabei umfasste Süd-Avalonia das nördliche Ruhlaer Kristallin, den Spessart, den Böllsteiner Odenwald und den magmatischen Bogen im Norden des Rheischen Ozeans. Dörr et al. (2022) interpretierten die drei Krustenteile als exotische Einheit zwischen Laurussia und Armorika und korrelierten sie mit dem polnischen Anteil der Ost-Europäischen Plattform. Die Öffnung des Rhenoherzynischen back-arc-Beckens setzte bereits im Unterdevon ein (Stets & Schäfer 2002, 2011, Nesbor 2019, 2021). Der sedimentäre Eintrag in das entstehende Becken erfolgte nun nicht mehr nur aus nördlicher Richtung, sondern auch von Süden her. So wurden die an der Nordküste Süd-Avalonias im Strandbereich aufgearbeiteten Quarzsande von Süden her geschüttet und liegen heute als Taunusquarzit und Hermeskeil-Sandstein vor (Abb. 18a). Untermauert wird dieses Modell durch neue Provenienz-Analysen an detritischen Zirkonen, die für die unterdevonischen quarzitischen Sandsteine (Taunusquarzit) und die hoch metamorphen Quarzite des Siluriums im nördlichen Ruhlaer Kristallin und im Spessart ein baltisches Liefergebiet beweisen (Zeh & Gerdes 2010, Kirchner & Albert 2020, Linnemann et al. 2023). Im östlichen Böllsteiner Odenwald ist für die dort analysierten ebenfalls hoch metamorphen Quarzite eine avalonische Provenienz belegt (Nesbor 2021, freundl. Mittlg. Axel Gerdes, Univ. Frankfurt). Das Verteilungsmuster der Zirkonalter der dort gewonnenen Probe zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit einer Vergleichsprobe aus dem London-Brabanter Massiv (Linnemann et al. 2017). Entschiedener Unterschied ist das junge, unterkarbonische Alter mit auffallend großen Peaks bei 430–350 Ma. Das passt gut zu dem subduktionsbezogenen Vulkanismus am Taunus-Südrand, dem in den Verbreitungsgebieten der Porphyoid-Formation und dem im Lenne-Gebiet. Das betreffende Gestein ist als ehemaliges Strandsediment im Bereich eines magmatischen Bogens auf

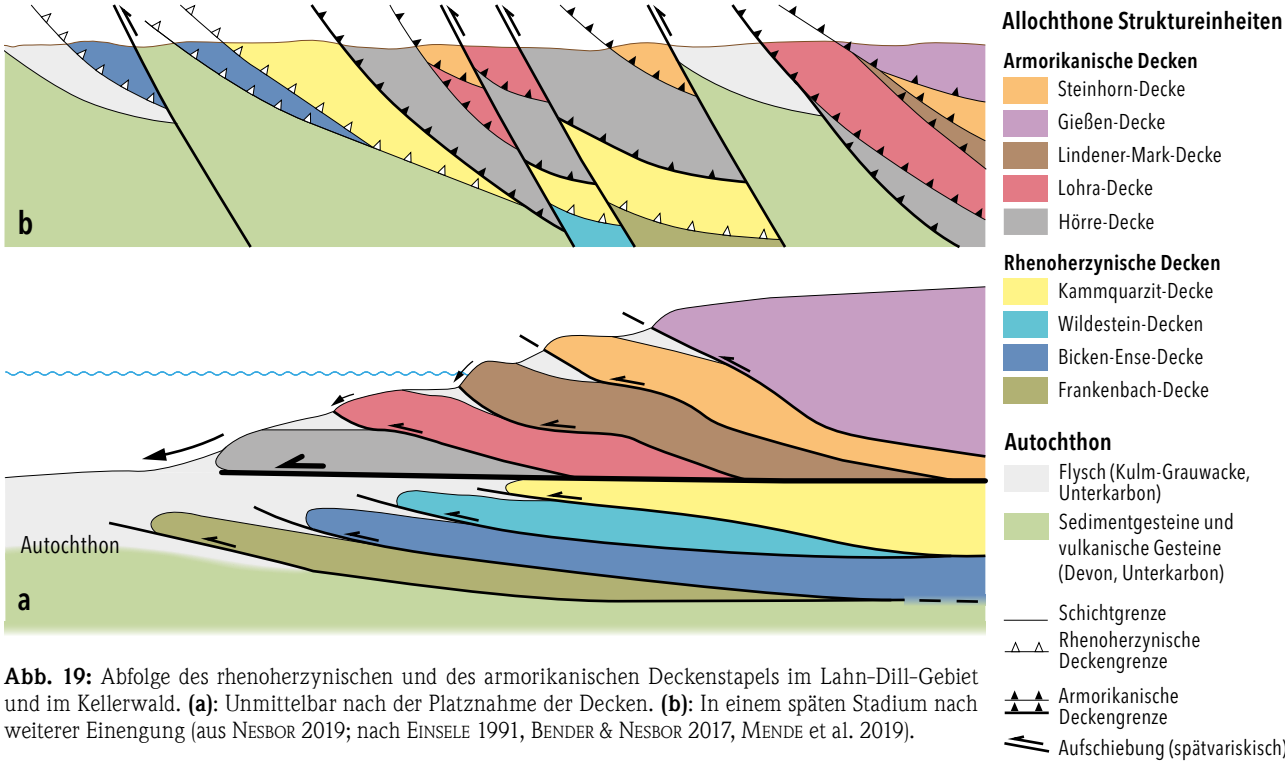


Abb. 19: Abfolge des rhenoherzynischen und des armorikanischen Deckenstapels im Lahn-Dill-Gebiet und im Kellerwald. **(a)**: Unmittelbar nach der Platznahme der Decken. **(b)**: In einem späten Stadium nach weiterer Einengung (aus Nesbor 2019; nach Einsele 1991, Bender & Nesbor 2017, Mende et al. 2019).

avalonischer Kruste zu interpretieren. Die Alter zwischen 430 und 350 Ma rühren von dem intensiven rhyolithischen bis rhyodacitischen Vulkanismus des magmatischen Bogens auf Süd-Avalonia her.

Altersdatierungen an plutonischen Gesteinen im Böllsteiner Odenwald weisen darüber hinaus auf einen aktiven magmatischen Bogen im Spessart und Böllsteiner Odenwald während des Siluriums hin (Dombrowski et al. 1995, Anthes & Reischmann 2001, Reischmann et al. 2001). Ein Fortbestehen dieses magmatischen Bogens bestätigen radiometrische Datierungen von Orthogneisen mit einem oberdevonischen Protolith-Alter (Reischmann et al. 2015, Dörr et al. 2017) und neue, noch nicht publizierte Datierungen an Orthogneisen aus dem Böllsteiner Odenwald (freundl. Mittlg. Axel Gerdes, Univ. Frankfurt).

Im Unterschied zum Böllsteiner wird der Bergsträßer Odenwald allgemein als armorikanisch betrachtet (Altherr et al. 1999, Stein et al. 2022, Dörr & Stein 2019). Folglich befindet sich die Rheische Sutur innerhalb der Mitteldeutschen Kristallin-Zone. Tektonisches Underplating großer Gebiete der Mitteldeutschen Kristallin-Zone durch avalonische Kruste ist in der geochemischen und isotopischen Zusammensetzung der der Granitoide des Bergsträßer Odenwaldes nicht erkennbar (Altherr et al. 1999). Dörr et al. (2019) heben hervor, dass die von ihnen untersuchte Probe einer Meta-Grauwacke vom Silbergrubenkopf in dem Heppenheim-Reichelsheim-Schieferzug gut mit allen von Linnemann et al. (2004, 2007, 2008, 2013, 2014) untersuchten Proben mit westafrikanischer Provenienz korreliert. Auffallend ist jedoch, dass die Mesoproterozoische Alterslücke einzelne wenige Zirkon-Alter (1 %) aufweist. Dieses Phänomen tritt jedoch nicht nur im Bergsträßer Odenwald auf, sondern ist in allen im Rheinischen Schiefergebirge und zum Teil auch im Harz untersuchten Sedimentgesteinen mit armorikanischer Provenienz zu beobachten (Eckelmann et al. 2014, Mende et al. 2019, Linnemann et al. 2023). So sind die einzelnen Zirkonalter in der Mesoproterozoischen Lücke generell in den armorikanischen Deckeneinheiten des Rheinischen Schiefergebirges, aber auch in den aus südlicher Richtung geschütteten unterkarbonischen Flysch-Ablagerungen der Kulm-Grauwacke (Dainrode-Formation) vertreten. Lediglich die Proben aus dem Armorikanischen Quarzit (Andreasteich-Quarzit) und dem Dalmaniten-Sandstein der Lindner Mark-Decke bilden eine Ausnahme (Mende et al. 2019). Diese Beobachtungen deuten auf einen, wenn auch nur geringen Sedimenteintrag aus einer bisher unbekannten Quelle in den Westteil Armorikas. Die Armorikanischen Decken – die Hörre-, Lohra-, Steinhorn-, Lindner Mark- und Gießen-Decke – wurden bei der Kollision von Laurussia mit Armorika und Gondwana, die die Variskische Orogenese auslöste, über weite Strecken auf das Autochthon und Par-Autochthon des Rheinischen Schiefergebirges überschoben (Eckelmann et al. 2014, Bender & Nesbor 2017, Nesbor 2019). Vor der nach Norden fortschreitenden Deckenfront wurde der Flysch der Kulm-Grauwacke (Dainrode-Formation) sedimentiert (Ahrendt et al. 1978, 1983, Einsele 1991), der z. Z. wiederum selbst von den Decken überfahren wurde (Abb. 19).

Die Untersuchungsergebnisse zum paläozoischen Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge liefern wichtige Erkenntnisse zu den geotektonischen Prozessen im Vorfeld der Variskischen Orogenese aus einem anderen geowissenschaftlichen Blickwinkel. Dabei lassen die magmengenetischen Auswertungen der Analysen der Vulkanite aus dem Rheinischen Schiefergebirge auf die Existenz einer nach Norden unter den Südrand Avalonias gerichteten Subduktionszone schließen, die vom Silurium bis ins Oberdevon und Unterkarbon aktiv war. In der Folge kam es zur Aufspaltung Avalonias unter Bildung eines back-arc-Beckens. Damit werden die geotektonischen Interpretationen aus den Ergebnissen der zuvor an detrischen Zirkonen durchgeführten Provenienz-Analysen untermauert und bestätigt (Zeh & Gerdes 2010, Eckelmann et al. 2014, Mende et al. 2019, von Raumer et al. 2017, Nesbor 2021).

Danksagung: Prof. Dr. Gerhard Wörner und Dr. Gerald Hartmann, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen (GZG), führten im Rahmen eines Kooperationsprojektes mit dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG, jetzt HLNUG) die geochemischen Gesteinsanalysen durch. Dr. Axel Gerdes, Geozentrum der Universität Frankfurt am Main, steuerte im Rahmen eines Kooperationsprojektes mit dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG, jetzt HLNUG) Ergebnisse aus Provenienz-Analysen an detritischen Zirkonen bei. Prof. Dr. Christian Pin, Département de Géologie, Université Clermont, Frankreich, bestimmte Epsilon-Neodym-Werte an Intraplatten-Vulkaniten des Lahn-Dill-Gebietes. Dr. Matthias Piecha, Geologischer Dienst NRW, führte mehrfach zu den Aufschlüssen des Lenne-Vulkanismus im Siegen-Antiklinorium. Prof. Dr. Jürgen von Raumer, Département de Géosciences, Université Fribourg, Schweiz, Prof. Dr. Gernold Zulauf und Dr. Wolfgang Dörr, Geozentrum der Universität Frankfurt am Main, sowie Prof. Dr. Ulf Linnemann und Dr. Peter Königshof, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen und Museum für Mineralogie und Geologie, GeoPlasma Lab, Dresden und Senckenberg Naturmuseen und Forschungsinstitute, Frankfurt am Main, standen immer für lebhafte und interessante Diskussionen zur Verfügung. Frau Martina Schaffner (HLNUG) erstellte die Grafiken. Das Manuskript wurde von Herrn Prof. Dr. Flick (Univ. Heidelberg) kritisch durchgesehen und diskutiert. Allen Genannten sei auch an dieser Stelle gedankt.

6 Schriftenverzeichnis

Ahrendt, H., Hunziker, J.C. & Weber, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 229–247, 23 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.

Ahrendt, H., Clauer, N., Hunziker, J.C. & Weber, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr Age determinations. – In: Martin, H. & Eder, F. W. (Eds.): Intracontinental Fold Belts: 323–338, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin (Springer).

Altenbach, E. (2010): 176Lu/177Hf-Alter von Chromdiopsiden in spinellperidotitischen Mantelxenolithen des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Dipl.-Arb. Universität.; Frankfurt a.M. – [unveröff.]

Altherr, R., Henes-Klaiber, U., Hegner, E., Satir, M. & Langer, C. (1999): Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany): from subduction to collision. – Intern. J. Earth Sci., **88**: 422–443; Stuttgart.

Anderle, H.-J. (1976): Der Südrand des Rhenoherzynikums im Taunus. Vorläufige Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen. – Geol. Jb. Hessen, **104**: 279–284; Wiesbaden.

Anderle, H.-J. (1987): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. – In: Ziegler, P.A. (Ed.): Compressional Intra-Plate Deformations in the Alpine Foreland. – Tectonophysics, **137**: 101–114, 6 Abb.; Amsterdam.

Anderle, H.-J. (2010): Geologische Karte von Hessen 1:25 000 (GK25), Bl. 5714 Kettenbach. – 2. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt, Geologie).

Anderle, H.-J. (2021): Taunus. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG): Geologie von Hessen: 34-49, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

Anderle, H.-J., Massonne, J., Meisl, S., Oncken, O. & Weber, K. (1990): Southern Taunus Mountains. - In: Franke, W. & Weber, K. (Hrsg.): Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge (Field Guide to excursion of Int. Conference on "Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen, Aug.-Sept. 1990): 124-148, 17 Abb.; Göttingen-Giessen.

Anthes, G. & Reischmann, T. (2001): Timing of granitoid magmatism in the eastern Mid German Crystalline Rise. – J. Geodynamics., **31**: 119–143; Amsterdam.

Bachtadse, V. & Briden, J.C. (1990): Paleomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. – In: McKerrow, W.S. & Scotese, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**: 43–48; London.

Behnisch, R. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenoherzynikums. – Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde). – Geol. Abh. Hessen, **98**: 89–149, 29 Abb.; Wiesbaden.

Bender, P. (1997) mit einem Beitr. von Herbig, H. G: Paläozoikum der Hörre. – In: Bender, P., Lippert, H.-J. & Nesbor, H.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld. – 2. Aufl.: 111–156, Abb.7a, b, Tab.11–15; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

Bender, P. & Nesbor, H.-D. (2017): Geologische Karte von Hessen 1:25 000 (GK25), Bl. 5217 Gladenbach. – 2. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt, Geologie).

Bender, P., Lippert, H.-J. & Nesbor, H.-D. (1997): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 412 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.

Biertner, W. (1953): Zur Stratigraphie und Tektonik der Metamorphen Zone im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Geol. Rundsch., **41**: 173-181; Stuttgart.

Breitkreuz, C. & Flick, H. (1997): Sedimentation am trachytisch/alkalirhyolithischen Inselvulkan von Katzenelnbogen-Steinkopf (Devon/Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **125**: 5–16, 7 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Brinkmann, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rdsch., **36**: 56–66, 2 Abb.; Stuttgart.

Buggisch, W., Rabien, A. & Hühner, G. (1981): Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Effusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dill-Mulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **109**: 37–55, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

Clausen, C.-D. (1978), mit Beitr. von Fuchs, W., Gwosdz, W., Jäger, B., Kamp von, H., Krebs, W., Rehagen, H.-W., Scherp, A., Wirth, W. & Wolf, M.: Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, (2. Aufl.): 474 S., 29 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

Clausen, C.-D. (1991), mit Beitr. von Grünhage, H., Heilmann, H., Krahn, L., Ledoux, H., Rehagen, H.-W., Suchan, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 4914 Kirchhundem. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, (2. Aufl.): 146 S., 13 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

Dehmer J., Hentschel, G., Horn, M., Kubanek, F., Nöltner, T., Rieken, R., Wolf, M. & Zimmerle, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieselschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie – Petrographie – Geochemie. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 79–138, 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.

Dombrowski, A., Henjes-Kunst, F., Höhndorf, A., Kröner, A., Okrusch, M. & Richter, P. (1995): Orthogneisses in the Spessart Crystalline Complex, north-west Bavaria: Silurian granitoid magmatism at an active continental margin. – Geol. Rundschau, **84**: 399–411, 12 Abb., 5 Tab.; Berlin.

Dörr, W. & Stein, E. (2019): Precambrian basement in the Rheic suture zone of the Central European Variscides (Odenwald). – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **108**, 1937–1957, https:// doi.org/10.1007/s00531-019-01741-7

Dörr, W., Stein, E., Kirchner, F., Meinass, H.P. & Velledits, F. (2022): Provenance of lower Palaeozoic metasediments of the East Odenwald (Mid-German-Crystalline Zone, Variscides) – a correlation with the East European Platform (Poland). – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **111**: 3–25. https://doi.org/10.1007/s00531-021-02103-y

Dörr, W., Zulauf, G., Gerdes, A. & Loeckle, F. (2017): Provenance of Upper Devonian clastic (meta)sediments of the Böllstein Odenwald (Mid-German-Crystalline- Zone, Variscides. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **106**: 2927–2943. https://doi.org/10.1007/s00531-017-1473-x

Doutsos, T. & Prüfer, J. (1986): Bau und Entwicklung der Metamorphen Zone am Taunussüdrand (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 125-149; Wiesbaden.

Eckelmann, K., Nesbor, H.-D., Königshof, P., Linnemann, U., Hofmann, M., Lange, J.-M. & Sagawe, A. (2014): Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. – Gondwana Res., **25** (4): 1484–1500, 8 Abb., 2 + 19 Tab.; Amsterdam.

Ehrenberg, K.-H., Rosenberg, F., Strecker, G., Sušic, M. & Wenzel, G. (1992): Neue Ergebnisse zum tertiären Vulkanismus der Rhön (Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön). – Beih. Eur. J. Mineral., **Vol. 4**, 2: 47–102, 7 Abb., 13 Tab.; Stuttgart.

Ehrenberg, K.-H., Hansen, R., Hickethier, H. & Laemmlen, M. (1994) mit Beitr. von Anderle, H.-J., Barth, W., Blum, R., Müller, M., Prinz, H., Rosenberg, F., Sabel, K.-J. & Stengel-Rutkowski, W.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5425 Kleinsassen. – 2. Aufl., 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

Einsele, G. (1991): Submarine Mass Flow Deposits and Turbidites. – In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Hrsg.): Cycles and Events in Stratigraphy: 313–339, 10 Abb.; Berlin (Springer).

Flick, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Clausthaler Geol. Abh., **26**: 1–231, 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.

Flick, H. (1978): Der Keratophyr vom Rupbachtal (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 77–94, 14 Abb., 2 Tab.; Mainz.

Flick, H. (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes – Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 27–43, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

Flick, H. & Nesbor, H.-D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **70**: 411–475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

Flick, H. & Nesbor, H.-D. (1990): Paläozoischer Vulkanismus. – In: Requadt, H.: Erl. geol. Kt. Rheinl.-Pfalz 1:25000, Bl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 34–43, 61–65, 72–84, Abb. 6–10, 16 u. 23–32; Mainz.

Flick, H. & Schmidt, J. (1987): Eine Vulkaninsel mit Saumriff im Devon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Facies, **17**: 67–71, 4 Abb.; Erlangen.

Flick, H., Nesbor, H.-D. & Behnisch, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). – Geol. Rdschau., **79**: 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Flick, U. (1999): Die Trilobiten von Greifenstein/Hörre – Ableger einer böhmischen Fauna im Rheinischen Schiefergebirge. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **120**: 23-40, 11 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.

Flick, U. (2018): DieTrilobiten-Fauna im Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich – Grenzbereich Emsium/Eifelium) – ein Zwischenbericht. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **139**: 133-161, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

Flick, U. (2021): Die Trilobiten-Fauna im Ballersbach-Kalk (Bicken-Formation) an der Typlokalität (Trilobita); Unter-/Mitteldevon. – Geol. Jb. Hessen, **140**: 5-34, 11 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.

Floyd, P.A. (1982): Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics. – J. Geol. Soc., **139** (4): 505–520, 7 Abb., 2 Tab.; London.

Floyd, P.A. (1995): III.B.3 Igneous Activity. – In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. (Hrsg.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 59–81, 13 Abb., 3 Tab.; Berlin (Springer).

Franke, W. (1989): Variscan plate tectonics in Central Europe. Current ideas and open questions. – Tectonophysics, **169**: 221–228; Amsterdam.

Franke, W. (1995): Stratigraphy. – In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. (Eds.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 33–49, 5 Abb.; Berlin (Springer).

Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Hrsg.), Orogenic Processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt.– Spec. Publ. geol. Soc. London, **179**: 35 – 61; London. https://doi.org/10. 1144/GSL.SP.2000.179.01.05

Franke, W. (2023): The Rheic riddle: ocean closed, but no orogen. – In: Nance, R. D., Strachan, R. A., Quesada, C. & Lin, S. (Hrsg.):

Supercontinents, Orogenesis and Magmatism. – Geological Society, London, Special Publications, **542**: 341-357; London.

Franke, W. & Dulce, J.-C. (2017): Back to sender: tectonic accretion and recycling of Baltica-derived clastic sediments in the Rhenohercynian Variscides. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **106**: 377–386. https://doi.org/10.1007/s00531-016-1408-y

Franke, W. & Oncken, O. (1995): Zur prädevonischen Geschichte des Rhenohercynischen Beckens. – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **71**: 53–72.

Franke, W., Cocks, L.R. & Torsvik, T. (2017): The Palaeozoic Variscan oceans revisited. – Gondwana Research, **48**: 257–284. https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005

Franke, W., Huckriede, H., O'Sullivan, P. & Wemmer, K. (2019): Zircons to the front: accretionary history of the Rheno-Hercynian active margin (Variscides, Germany). – Canadian Journal of Earth Sciences, **56**, 1375–1397. https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0255

Franke, W., Ballèvre, M., Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. & Żelaźniewicz, A. (2020): Variscan Orogeny. – In: Alderton, D. & Elias, S.A. (Hrsg.): Encyclopedia of Geology, Vol. **4 (2)**: 338–349; Elsevier

Fuchs, A. & Leppla, A. (1930): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000 (GK25), Bl. 5814 Bad Schwalbach. – 2. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt, Geologie).

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (2017), mit Beitr. von Ribbert, K.-H.; Wrede, V.; Oesterreich, B.; Baumgarten, H.; Gawlik, A.; Heuser, H.; Piecha, M.; Roth, R.; Thünker, M.; Baales, M.; Cichy, E.; Zeiler, M.: Geologie im Rheinischen Schiefergebirge, Tl. 3: Sauer- und Siegerland. – 243 S., 134 Abb., 14 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld.

Gursky, H.-J. (1997): Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenoherzynikum – Sedimentologie, Petrographie, Geochemie und Paläozeanographie. – Geol. Abh. Hessen, **100**: 1–117, 29 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.

Gursky, H.-J. (2007): Entwicklung und regionale Lithostratigraphie der kieseligen Fazies des deutschen Kulms (Unterkarbon, Mississippium). – Clausthaler Geowiss., **6**: 95–116; Clausthal-Zellerfeld.

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., Johnston, S.T., Linnemann, U., Hofmann, M., Shaw, J., Colmenero, J. R. & Hernández, P. (2015): Significance of detrital zircons in Siluro-Devonian rocks from Iberia. – J. Geol. Soc., **172** (3): 309–322; London.

Haverkamp, J., Hoegen, J. v., Kramm, U. & Walter, R. (1992): Application of U-Pb-systems from detrital zircons for palaeogeographic reconstructions – a case-study from the Rhenohercynian. – Geodinamica Acta, **5** (1–2): 69–82; Paris.

Hentschel, H. (1951): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – N. Jb. mineral., Abh. **82**: 199–230, 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.

Hentschel, H. (1956): Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 252–284, 5 Abb., 2 Taf., 5 Tab.; Wiesbaden.

Hentschel, H. (1970): Vulkanische Gesteine. – In: Lippert, H.-J., unter Mitarbeit von Hentschel, H. & Rabien, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5215 Dillenburg. – 2. Aufl.: 314–374, Tab. 27–36; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

Herrmann, A.G. & Wedepohl, K.H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland. – Contr. Mineral. Petrol., **29**: 255–274, 4 Abb., 6 Tab.; Berlin.

Hesemann, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (F. Schöningh). – [Bochumer geograph. Arb. Sonderr., 2]

Hesemann, J. (1978): Der Blei-Zink-Erzbezirk des Bergischen Landes (Rheinland Pfalz) als Prototyp einer frühorogenen und palingenen Vererzung. — Decheniana, **131**: 292–299, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.

Heyckendorf, K. (1985): Die unterdevonischen Lenne-Vulkanite im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Beiträge zur Stratigraphie, Paläogeographie, Petrographie und Geochemie. – Diss. Univ. Hamburg: 363 S., 71 Abb., 8 Tab., 8 Taf., Anh. mit 83 S., 3 Abb., 27 Tab.; Hamburg. – [unveröff.]

Heyckendorf, K. (1989): Zur Stratigraphie und räumlichen Verbreitung der unterdevonischen Lenne-Vulkanite des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **68**: 1–52; Hamburg.

International Union of Geological Sciences (2023): International Stratigraphic Chart. – Int. Union Geol. Sci., UNESCO Division of Earth Sci.; Paris.

Kegel, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von Johannes Ahlburg hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **86**: 81 S., 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.

Kegel, W. (1934) Geologie der Dillmulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **160**: 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.

Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. & Nance, R.D. (1996): Terrane transfer between eastern Laurentia and western Gondwana in the Early Paleozoic: constraints on global reconstructions. – In: Nance, R.D. & Thompson, M.D. (Eds.): Avalonian and related peri-Gondwanan terranes of the Circum-North Atlantic. – Geol. Soc.Am., Spec. Pap., **304**: 369–380; Boulder, Colorado.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Murphy, J. B. & Dostal, J. (2003): Tethyan, Mediterranean, and Pacific analogues for the Neoproterozoic–Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. – Tectonophysics, **365**: 195–220; Amsterdam.

Kirchner, F. & Albert, R. (2020): New detrital zircon age data reveal the location of the Rheic suture in the Mid-German Crystalline Zone (Spessart and Odenwald Crystalline Complexes). Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **109**: 2287–2305; https://doi.org/10.1007/s00531-020-01899-5

Kirnbauer, T. (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Abh. Hessen, **92**: 1–228, 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt.; Wiesbaden.

Klügel, T. (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze. Der Südrand des Rhenoherzynikums im Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **101**: 1–215, 85 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.

Königshof, P. & Flick, H. (2023): Fringing reef growth in the Mid-Devonian: An example from the southern Rhenish Massif, Germany. — Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, **102** (3): 629-696, 10. Abb.; https://doi.org/10.1007/s12549-023-00591-1

Königshof, P., Nesbor, H.-J. & Flick, H. (2010): Volcanism and reef development in the Devonian: a case study from the Lahn syncline, Rheinisches Schiefergebirge (Germany). – Gondwana Res., **17** (2–3): 264–280, 14 Abb.; Amsterdam.

Kossmat, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. geol. L.-Anst., **1**: 1–39, 2 Abb., 2 Taf.; Leipzig.

Kroner, U. & Romer, R.L. (2013): Two plates – Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – Gondwana Res., **24** (1): 298–329; Amsterdam; https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.001

Kubanek, F., Zimmerle, W. (1986): Tuffe und kieselige Tonschiefer aus dem tieferen Unterkarbon der Bohrung Adlersberg (West-Harz). – Geol. Jahrb. D **78**: 207–268; Hannover.

LeMaitre, R.W. (Hrsg.) (2002): Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. – 236 S., 18 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Cambridge (Univ. Press).

Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K. & Buschmann, B. (2007): The continuum between Cadomian Orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian massif, Germany). – In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P. & Zulauf, G. (Eds.): The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan collision. – Geol. Soc. Am., Spec. Pap., **423**: 61–96; Boulder, Colorado.

Linnemann, U., Gerdes, A., Hofmann, M. & Marko, L. (2014) The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – Contrains from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany) Precambrian Research, **244**: 236–278.

Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T. E., Drost, K., Gerdes, A. (2008) The Cadomian orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constraines by La-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morna and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics, **461**: 21–43.

Linnemann, U., Herbosch, A., Liégeois, J.-P., Pin, C., Gärtner, A. & Hofmann, M. (2012): The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. – Earth-Sci. Rev., **112**: 126–154; Amsterdam.

Linnemann, U., McNaughton, N. J., Romer, R. L., Gehmlich, M., Drost, K. & Tonk, C. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. – Intern. J. Earth Sci., **93** (5): 683–705; Berlin.

Linnemann, U., Zweig, M., Zieger-Hofmann, M., Vietor, T., Zieger, J., Haschke, J., Gärtner, A., Mende, K., Krause, R., & Knolle, F. (2023): The Harz Mountains (Germany) – Cadomia meets Avalonia and Baltica: U–Pb ages of detrital and magmatic zircon as a key for the decoding of Pangaea's central suture. – In: Nance, R.D., Strachan, R.A., Quesada, C. & Lin, S. (Hrsg.): Supercontinents, Orogenesis and Magmatism. – Geological Society, London, Special Publications, **542**: 403-431; London.

Lossen, K.A. (1869): Metamorphische Schichten aus der paläozoischen Schichtenfolge des Ostharzes. - Z. Dt. geol. Ges., **21**: 28 1-340; Berlin.

MacDonald, R. & Baginski, B. (2009): The central Kenya peralkaline province: a unique assemblage of magmatic systems. — Mineralogical Magazine, **73**(1): 1–16.

MacDonald, R., Davies, G.R., Bliss, C.M., Leat, P.T., Bailey, D.K. & Smith, R.L. (1987): Geochemistry of high-silica rhyolites, Naivasha, Kenya rift valley. — Journal of Petrology, **28**: 979-1008.

MacDonald, R., Belkin, H.E., Fitton, J.G., Rogers, N.W., Nejbert, K., Tindle, A.G. & Marshall, A.S. (2008): The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile melt interactions in the genesis of a young basalt peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley. — Journal of Petrology, **49**: 1515-1547; doi:10.1093/petrology/egn036

Marshall, A.S., Hinton, R.W. & MacDonald, R. (1998): Phenocrystic fluorite in peralkaline rhyolites, Olkaria, Kenya Rift Valley. — Mineralogical Magazine, **62**(4): 477-486.

Marshall, A.S., MacDonald, R., Rogers, N.W., Fitton, J.G., Tindle, A.G., Nejbert, K & Hinton, R.W. (2009): Extreme fractionation of peralkaline silicic magmas: the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley. — Journal of Petrology, **50**: 323-359.

Martínez Catalán, J.R., Fernández-Suárez, J., Jenner, G.A., Belousova, E. & Díez Montes, A. (2004): Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif: Implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution. – J. Geol. Soc., **161**: 463–476; London.

Massonne, H.J. & Schreyer, W (1983): A new experimental phengite barometer and its application to a Variscan subduction zone at the southern margin of the Rhenohercynikum. - Terra Cognita, **3**: 187; Oxford.

Massonne, H. J. (1995): Rhenohercynian foldbelt: metamorphic units (Northern Phyllite Zone) – metamorphic evolution. In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. and Weber, K. (Hrsg.), Pre-Cambrian Geology of Central and Eastern Europe, 132-137.

Matte, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. – Tectonophysics, **126**: 329–374; Amsterdam.

McDonough, W.F., Sun, S. (1995): The composition of the Earth. – Chem. Geol., **120**: 223–253.

Meinhold, G., Morton, A.C. & Avigad, D. (2013): New insights into peri-Gondwana paleogeography and the Gondwana super-fan system from detrital zircon U–Pb ages. – Gondwana Res., **23**(2): 661–665; Amsterdam.

Meisl, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **57**: 93 S., 70 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

Meisl (1990): Metavolcanic rocks in the „Northern Phyllite Zone" at the southern margin of the Rhenohercynian Belt. - In: Franke, W. & Weber, K. (Hrsg.): Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge (Field Guide to excursion of Int. Conference on "Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen, Aug.-Sept. 1990): 25-42; Göttingen-Gießen.

Meisl, S. (1995): Igneous Activity. – In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. (Hrsg.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 118–131, 13 Abb.; Berlin (Springer).

Meisl, S., Lippert, H.-J. & Strecker, G. (1982): Geosynklinalvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. – Fortschr. Mineral., 60, **2**: 3–15, 1 Abb.; Stuttgart.

Mende, K., Linnemann, U., Nesbor, H.-D., Militzer, A., Jansen, U., Königshof, P., Bahlburg, H., Hofmann, M., Gerdes, A., Berndt, J. & Nawrat, J. (2019): Provenance of exotic Ordovician and Devonian sedimentary rock units from the Rhenish Massif (Central European Variscides, Germany) – Tectonophysics, **777**: 127–159, 13 Abb., 11 Tab.; Amsteram etc. (Elsevier).

Meyer, K. (1981): Geochemische Untersuchungen an Spiliten, Pikriten, Quarzkeratophyren und Keratophyren des Rhenoherzynikums. – Diss. Univ. Göttingen: 121 S., 13 Abb., 28 Tab.; Göttingen.

Militzer, A., Nesbor, H.-D., Piecha, M. & Drozdewski, G. (2018): Tholeiitische Subvulkanite des Unterkarbons im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **139**: 139–158; Wiesbaden.

Mittmeyer, H.-G. (1978): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000 (GK25), Bl. 5813 Nastätten. – 2. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt, Geologie).

Müller, H. (1994), mit Beitr. von Erkwoh, F.-D., Gawlik, A., Nieskens, H. G., Rehagen, H.-W., Vieth-Redemann, A., Weber, P.: Erläuterungen zu Blatt 4915 Wingeshausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, (2. Aufl.): 145 S., 18 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

Murphy, J.B. & Nance, R.D. (1989): Model for the evolution of the Avalonian-Cadomian belt. – Geology, **17**(8): 735–738, Abb., Tab.; Boulder, Colorado.

Murphy, J.B. & Nance, R.D. (1991): Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic Orogenic belts. – Geology, **19**(5): 469–472; Boulder, Colorado.

Murphy, J.B., Eguiluz, L. & Zulauf, G. (2002): Cadomian orogens, peri-Gondwanan correlatives and Laurentia–Baltica connections. – Tectonophysics, **352**: 1–9; Amsterdam.

Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D. & Dostal, J. (2010): Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A North America perspective. – Gondwana Res., **17** (2–3): 482–499; Amsterdam.

Nance, R.D. & Murphy, J.B. (1996): Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian–Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. – In: Nance, R.D. & Thompson, M.D. (Eds.): Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic. – Geol. Soc. Am., Spec. Pap., **304**: 333–346; Boulder, Colorado.

Nance, R.D., Murphy, J.B. & Keppie, J.D. (2002): A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. – Tectonophysics, **352**: 11–31; Amsterdam.

Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A. & Woodcock, N.H. (2010): Evolution of the Rheic Ocean. – Gondwana Res., **17** (2–3): 194–222; Amsterdam.

Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A. & Woodcock, N.H. (2012): A brief history of the Rheic Ocean. – Geosci. Frontiers, **3**(2): 125–135; Amsterdam.

Nesbor, H.-D. (1988): Petrographie, Geochemie und geotektonische Stellung der doleritischen Spilite der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Heidelberger geowiss. Abh., **20**: 137–197, 12 Abb., Heidelberg.

Nesbor, H.-D. (1997): Petrographie der vulkanischen Gesteine. – In: Bender, P., Lippert, H.-J. & Nesbor, H.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5216 Oberscheld. – 2. Aufl.: 159–207, Abb. 8–14, Tab. 16–18; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

Nesbor, H.-D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

Nesbor, H.-D. (2007): Paläozoischer Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet – südöstliches Rheinisches Schiefergebirge (Exkursion E am 12. April 2007). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **89**: 193–216, 11 Abb.; Stuttgart.

Nesbor, H.-D. (2019): Alpinotype Deckentektonik im Rheinischen Schiefergebirge (Exkursion I am 26. April 2019) – Nappe tectonics of alpine type in the Rheinisches Schiefergebirge (Rhenish Mountains). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **101**: 1–30, 12 Abb.; Stuttgart.

Nesbor, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeoraphische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG): Geologie von Hessen: 17-33, 7 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).

Nesbor, H.-D. & Flick, H. (1988): Alkalibasaltische Intrusionen im Devon der Lahnmulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 31–52, 21 Abb., 1 Tab.; Mainz.

Nesbor, H.-D., Buggisch, W., Flick, H., Horn, M. & Lippert, H.-J. (1993): Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. – Geol. Abh. Hessen, **98**: 3–87, 37 Abb., 8 Tab. 1 Taf.; Wiesbaden.

Oczlon, M.S. (1994): North Gondwana origin for exotic Variscan rocks in the Rhenohercynian zone of Germany. – Geol. Rdsch., **83**: 20–31; Berlin.

Oncken, O., Franzke, H.J. Dittmar, U. & Klügel, T. (1995): The structure of the Phyllite Zone. - In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. (Hrsg.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 108–117; 4 Abb., 1 Taf.; Berlin (Springer).

Oncken, O. (1997): Transformation of a magmatic arc and orogenic root during the oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). – Geologische Rundschau, **86**: 2–21; https://doi.org/10.1007/s005310050118

Oncken, O., von Winterfeld, C. & Dittmar, U. (1999): Accretion and inversion of a rifted passive margin – the Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt. –Tectonics, **18**: 75–91.

Oncken, O., Plesch, A., Weber, J., Ricken, W., Schrader, S. (2000): Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). – In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Hrsg.): Orogenic processes-quantification and modelling in the variscan belt of central Europe. – Geol Soc London Sp. Pub., **129**: 199–216.

Piecha, M. (2004): Erläuterungen zu Blatt 4916 Bad Berleburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf., 1:25000, Erl., 4916 (2 Aufl.): 71 S., 15 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

Platen, K.-M. (1991): Geochemische Untersuchungen an Metabasalten aus dem Rhenohercynikum. – Dipl.-Arb. Univ. Gießen: 134 S., 36 Abb., 25 Tab.; Gießen.

Raumer, J.F. v. & Stampfli, G.M. (2008): The birth of the Rheic Ocean – Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. – Tectonophysics, **461**: 9–20; Amsterdam.

Raumer, J.F. v., Nesbor, H.-D. & Stampfli, G.M. (2017): The north-subducting Rheic Ocean during the Devonian: consequences for the Rhenohercynian ore sites. – Int. J. Earth Sci., **106** (7): 2279–2296, 7 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.

Reischmann, T., Anthes, G., Jaeckel, P. & Altenberger, U. (2001): Age and origin of the Böllsteiner Odenwald. – Mineral. Petrol. **72**: 29 – 44, 6 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.

Reischmann, T., Gerdes, A., Fritsche, H.-G. & Nesbor, H.-D. (2015): Late Devonian subduction and ocean closure: Evidence from zircon ages from the northern Böllsteiner Odenwald. – GeoBerlin 2015 – Dynamic Earth from Alfred Wegener to today and beyond – Abstracts. Annual Meeting of DGGV u. DMG: 307–308; Berlin.

Reitz, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 23–35, 4 Taf.; Wiesbaden.

Requadt, H. & Weidenfeller, M. (2007), mit Beitr. von Baumeister, C., Dittmar, U., Flick, H., Gabriel, G., Gad, J., Hohberger, K.-H., Hottenrott, M., Krimmel, M., Maier-Harth, U., Markwitz, V., Meyer, B., Mittmeyer, H.-G., Moe, A., Pucher, R., Rogall, M., Weddige, K., Wegner, H.-H. & Wehinger, A.: Erläuterungen zur Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25000, Bl. 5713 Katzenelnbogen. – 2. Aufl.: 66–73, Abb. 13, Tab. 5; Mainz (L.-Amt Geol. Bergbau Rheinl.-Pfalz).

Rippel, G. (1953): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. – Geol. Jb., **68**: 401–456; Hannover.

Scherp, A. (1958): Der Hauptgrünsteinzug im Sauerland zwischen Oberberge und Wehrstapel. – Geol. Jb., **73**: 613–638, 15 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.

Scherp, A. (1983) mit einem Beitr. von Grabert, H.: Unterdevonische Schmelztuffe im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1983**: 47–58, 6 Abb.; Stuttgart.

Schmincke, H.-U. (1988): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F. **70**: 99–140, 31 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

Schmincke, H.-U. (1994): Geological field guide of Gran Canaria.– 7. Aufl.: 126 S., 74 Abb., 1 Tab.; Witten (Pluto Press).

Schmincke, H.-U. & Sunkel, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herbornseelbach (Lahn–Dill area, Germany). – Geol. Rdschau, **76**, 3: 709–734, 22 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.

Scholtz (1930): Das variskische Bewegungsbild entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der Böhmischen Masse bis zum Massiv von Brabant. – Fortschr. Geol. Paläont., **8** (2): 316 S.

Schulz-Isenbeck. J., Bröcker, M. & Berndt, J. (2019): U-Pb zircon dating of Paleozoic volcanic rocks from the eastern Rheno-Hercynian Zone: new age constraints for the Steinkopf formation, Lahn-Dill area, Germany. – Int. J. Earth Sci., **108**: 1835–1855; Stuttgart.

Scotese, C.R. & McKerrow, W.S. (1990): Revised world maps and introduction. – In: Scotese, C.R. & McKerrow, W.S. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. London, Mem., **12**: 1–21; London.

Sommermann, A.-E., Anderle, H.-J. & Todt, W. (1994): Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausaue bei Rüdesheim am Rhein (Bl. 6013 Bingen, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **122**: 143–157, 5 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

Sommermann, A.-E., Meisl, S. & Todt, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südtaunus. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 67–76, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Speetzen, E., Strebin, M. & Bischoff, L. (1992): Der Nensten-Quarzit, ein turbiditisches Beckensediment im oberen Mitteldevon des Ostsauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 37–65, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

Stampfli, G.M., Raumer, J. v. & Borel, G.D. (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. – In: Martinez-Catalan, J.R., Hatcher, R.D., Arenas, R. & Díaz García, F. (Eds.): Variscan-Appalachian Dynamics: the building of the late Paleozoic basement. – Geol. Soc. Am., Spec. Pap., **364**: 263–280; Boulder, Colorado.

Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C. & Raumer, J. v. (2013): The formation of Pangea. – Tectonophysics, **593**: 1–19; Amsterdam.

Stenger, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **36**: 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.

Stein, E., Dörr, W., Helm, J., Schastok, J. & Velledits, F. (2022): Coeval subduction and collision at the end of the Variscan Orogeny (Odenwald, Mid-German Crystalline Zone, Germany) — Z. Dt. Ges. Geowiss. (J. Appl. Reg. Geol.), **173** (1): 211-236; Stuttgart.

Stets, J. & Schäfer, A. (2002): Depositional Environments in the Lower Devonian Siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany) – case Studies and a model. – Contr. Sediment. Geol., **22**: IV, 78 S.; Stuttgart.

Stets, J. & Schäfer, A. (2011): The Lower Devonian Rhenohercynian Rift – 20 Ma of sedimentation and tectonics (Rhenish Massif, W-Germany). – Z. dt. Ges. Geowiss., **162**: 93–115, 18 Abb.; Stuttgart.

Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W. & Soffel, H.C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaomagnetic and geological constraints. – Geol. Rundsch., **86**: 585–598, 7 Abb.; Berlin.

Thompson, G. (1983): Basalt-seawater interaction. – In: Rona, P., Boström, K. & Laubier, L. (Hrsg.): Hydrothermal processes at seafloor spreading centers, Nato Conference Ser. 4, Marine Sci., **12**: 225–278; Utrecht.

Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M. (2004): Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review. – J. Geol. Soc., **161**: 555–572; London.

Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M. (2013): Gondwana from top to base in space and time. – Gondwana Res., **24** (3–4): 999–1030; Amsterdam.

van Amerom, H.W.J., Heggemann, H., Herbig, H.-G., Horn, M., Korn, D., Nesbor, H.-D. & Schrader, S. (2002): Das Kulmgrauwacken-Profil (Ober-Viséum) des Steinbruchs Dainrode im Kellerwald (NW Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **129**: 5–25, 9 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.

Venzlaff, H. (1956): Das geologische Bild des Hauptgrünsteinvulkanismus im nordöstlichen Sauerland. – Geol. Jb., **72**: 241–293, 9 Abb., 2 Taf.; Hannover.

Weber, K. & Behr, H.-J. (1983): Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. - Intracontinental FoldBelts (Hrsg. Martin, H. & Eder, F.W.): 427-469, 9 Abb., 1 Taf., Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo (Springer).

Wedepohl, K.H., Meyer, K. & Muecke, G.K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: Martin, H. & Eder, F.W. (Eds.): Intracontinental Fold Belts: 231–256, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin (Springer).

White, J.C., Parker, D.F., & Ren, M. (2009): The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling. — J. Volcanol. Geotherm. Res., **179**: 33–55.

White, J.C., Espejel-García, V.V., Anthony, E.Y. & Omenda, P. (2012): Open System evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift. – Lithos **152**: 84–104; doi:10.1016/j.lithos.2012.01.023

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chem. Geol., **20**: 325–343, 10 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.

Zeh, A. & Gerdes, A. (2010): Baltica- and Gondwana-derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): Implications for the closure of the Rheic Ocean. – Gondwana Res., **17** (2–3): 254–263; Amsterdam.

Ziegler, P.A. (1988): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. - Tectonophysics, **126**: 303-328; Amsterdam.

Tab. 1: Geochemische Analysen subduktionsbezogener Vulkanite aus dem Rheinischen Schiefergebirges.

Probe			4123	4124	4460	4461a	5026a	9762	11397	24422	45357	45358	46349
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts	Vulkangebiet Süd-Taunus (Taunus-Antiklinorium), Silurium: Meta-Rhyolith, rhyolithische Pyroklastite	3442050	3439800	3465580	3465580	3433780	3449470	3446670	3446020	3464156	3457558	3446857
	Hoch		5549570	5550340	5561860	5561860	5546720	5555940	5551300	5550690	5559861	5557741	5553943
SiO_2	Gew.-%		70,53	75,71	70,76	70,38	73,38	74,1	74,65	76,36	70,64	70,63	76,42
TiO_2	Gew.-%		0,459	0,206	0,484	0,494	0,212	0,225	0,221	0,176	0,49	0,47	0,18
Al_2O_3	Gew.-%		13,92	12,16	13,99	14,33	13,36	13,97	12,53	12,3	14,18	13,88	12,49
Fe_2O_3t	Gew.-%		3,81	1,9	3,12	3,05	2,14	1,49	2,42	1,92	3,37	3,38	1,55
MnO	Gew.-%		0,035	0,016	0,051	0,039	0,024	0,016	0,025	0,017	0,05	0,06	0,04
MgO	Gew.-%		0,35	0,17	0,77	0,74	0,27	0,39	0,24	0,21	0,76	0,60	0,27
CaO	Gew.-%		0,07	0,06	1,01	1,08	0,01	0,04	0,02	0,02	0,65	1,15	0,13
Na_2O	Gew.-%		3,44	1,51	3,42	3,47	0,13	1,12	2,23	0,13	3,56	3,21	2,80
K_2O	Gew.-%		5,44	6,3	3,82	3,75	8,97	6,02	5,63	6,58	3,85	4,41	4,47
P_2O_5	Gew.-%		0,058	0,059	0,131	0,135	0,037	0,07	0,033	0,026	0,14	0,13	0,09
L.O.I.	Gew.-%		1,07	1,01	1,55	1,63	1,16	1,62	1,22	1,79	1,86	1,47	1,21
Ba	ppm		916	917	869	779	1340	2050	1002	771	815	807	591
Co	ppm		4	0	6	5	2	0	2	1	7	7	2
Cr	ppm		16	2	10	20	4	4	2	3	14	15	2
Cu	ppm		2	10	11	5	2	1	0	1	17	18	0
Ga	ppm		16	15	16	16	19	15	15	15	17	16	16
Nb	ppm		21	19	17	18	24	19	21	20	17	17	16
Ni	ppm		8	19	10	12	7	6	6	6	7	7	5
Pb	ppm		9	32	22	17	20	11	8	3	14	18	6
Rb	ppm		213	261	146	145	440	211	243	285	156	175	194
S	ppm		36	10	13	10	22	54	45	7	66	7	6
Sc	ppm		10	8	10	8	8	5	10	9	8	9	6
Sr	ppm		69	18	89	87	39	22	36	23	64	86	32
V	ppm		25	12	40	42	11	16	13	11	43	39	10
Y	ppm		35	26	44	49	57	45	56	51	50	46	46
Zn	ppm		47	26	54	49	53	31	38	35	51	46	36
Zr	ppm		256	156	221	229	131	108	186	126	231	220	91
Cs	ppm		5,04	8,80	4,91	4,34	8,63	6,18	8,33	9,05	6,25	7,20	4,16
La	ppm		28,71	27,11	42,40	46,67	44,29	23,28	50,68	41,04	46,55	44,27	29,31
Ce	ppm		59,91	50,13	86,86	91,63	90,93	49,14	95,45	84,75	88,96	86,39	55,26
Pr	ppm		8,28	7,14	10,39	11,08	11,10	6,01	12,20	10,18	10,76	10,16	6,59
Nd	ppm		30,78	26,19	37,54	40,65	41,18	21,93	45,80	37,28	39,34	37,54	23,44
Sm	ppm		7,01	5,72	8,02	8,51	9,22	5,76	10,38	8,02	8,61	8,39	5,45
Eu	ppm		1,37	0,83	1,31	1,44	1,38	0,69	1,82	1,18	1,50	1,38	0,96
Gd	ppm		6,36	4,89	7,00	7,75	9,01	5,75	10,50	7,38	8,30	7,55	5,90
Tb	ppm		1,01	0,78	1,21	1,30	1,50	1,03	1,61	1,30	1,34	1,23	1,07
Dy	ppm		6,53	4,88	7,56	8,25	9,58	6,94	9,80	8,47	8,73	8,21	6,94
Ho	ppm		1,34	1,01	1,53	1,69	1,96	1,45	1,94	1,76	1,83	1,63	1,46
Er	ppm		3,85	3,05	4,22	4,69	5,48	4,22	5,34	4,98	4,93	4,50	4,14
Tm	ppm		0,57	0,49	0,60	0,65	0,78	0,63	0,75	0,73	0,68	0,63	0,60
Yb	ppm		3,91	3,57	3,95	4,22	5,20	4,28	5,06	4,89	4,60	4,33	3,99
Lu	ppm		0,56	0,53	0,55	0,58	0,73	0,60	0,72	0,69	0,64	0,60	0,55
Hf	ppm		4,16	4,37	3,35	3,44	4,58	3,50	4,36	3,87	3,21	3,10	3,05
Ta	ppm		1,31	1,32	1,03	1,04	1,41	1,45	1,33	1,29	1,03	0,97	1,24
W	ppm		2,61	2,33	1,06	1,19	5,96	2,20	2,50	2,33	1,65	1,55	2,33
Tl	ppm		1,25	1,54	0,69	0,69	2,93	1,17	1,41	1,72	0,69	0,89	0,86
Pb	ppm		7,68	27,36	18,02	14,75	17,47	8,12	6,22	3,09	11,33	13,64	4,91
Bi	ppm		0,13	0,04	0,04	0,04	0,24	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,03
Th	ppm		15,26	15,37	18,11	18,63	16,42	11,13	15,19	14,91	18,50	17,91	10,15
U	ppm		2,52	2,68	2,94	3,34	3,90	3,34	2,95	3,20	2,94	2,75	3,00

	46377	46378	46380	48529	48533	48534	48535
Vulkangebiet Süd-Taunus (Taunus-Antiklinorium), Silurium: Meta-Andesit, andesitische Pyroklastite	3456831	3456851	3456783	3446114	3462807	3462793	3462794
	5559793	5559839	5559911	5553068	5561361	5561327	5561284
	59,05	58,41	69,24	56,80	69,98	70,87	60,72
	0,82	0,85	1,56	1,24	0,47	0,48	0,70
	16,15	17,76	12,77	15,34	14,19	13,69	14,80
	6,75	7,66	7,64	8,74	3,45	3,70	6,29
	0,11	0,10	0,20	0,18	0,06	0,03	0,11
	3,60	2,35	2,38	3,97	0,65	0,94	4,31
	4,64	2,88	0,31	4,26	0,72	0,53	3,43
	4,02	5,61	2,12	5,04	4,31	4,96	4,09
	2,21	1,49	1,40	2,12	5,14	3,01	3,16
	0,20	0,18	0,15	0,19	0,11	0,12	0,21
	2,69	2,90	2,70	2,63	1,00	1,25	2,41
	599	358	235	610	1171	703	762
	23	23	23	29	8	6	20
	92	84	134	40	25	26	102
	69	41	38	22	23	11	26
	17	18	14	17	14	14	15
	11	13	24	9	13	12	11
	61	63	51	58	14	17	69
	10	7	72	9	7	19	12
	73	77	62	75	132	144	104
	17	16	11	20	6	7	14
	271	162	25	144	38	37	142
	126	82	141	209	49	55	116
	25	28	26	30	19	21	22
	71	62	83	85	42	43	69
	184	205	418	171	186	182	171
	7,34	12,74	4,94	4,19	2,43	3,07	2,53
	29,27	30,38	38,67	24,01	36,29	35,28	28,10
	60,57	65,40	77,22	51,56	67,81	65,89	55,53
	6,83	7,52	8,77	6,16	6,97	6,68	5,97
	25,40	27,64	31,90	24,53	23,68	23,09	21,72
	5,38	5,69	6,29	5,74	4,42	4,42	4,42
	1,53	1,52	1,58	1,74	1,15	1,14	1,25
	4,52	4,74	5,00	5,20	3,44	3,31	3,42
	0,85	0,89	0,88	1,02	0,66	0,65	0,68
	5,15	5,33	4,89	6,28	3,74	3,76	4,00
	1,03	1,06	0,92	1,30	0,75	0,75	0,80
	2,98	3,02	2,60	3,64	2,16	2,11	2,25
	0,42	0,42	0,36	0,51	0,31	0,30	0,31
	2,82	2,83	2,42	3,36	2,14	2,10	2,16
	0,41	0,41	0,35	0,48	0,31	0,31	0,31
	4,77	5,02	5,66	4,85	5,15	4,93	4,41
	0,89	0,94	1,50	0,71	1,13	1,09	0,82
	0,55	0,51	0,61	0,88	0,70	0,79	0,94
	0,33	0,25	0,27	0,44	0,76	0,60	0,55
	7,30	4,79	60,31	6,41	6,81	15,51	9,14
	0,05	0,07	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05
	7,67	7,59	9,12	5,66	11,18	10,21	6,20
	1,77	1,42	4,50	1,15	2,80	2,59	1,54

	46396	47835	47836	47837	47837a
Vulkangebiet Lenne (Siegen-Antiklinorium), Unterdevon: Rhyolith, Rhyodacit, rhyolithische bis rhyodacitische Tuffite	3438520	3468351	3462176	3456953	3456953
	5660970	5669187	5667062	5654261	5654261
	72,17	70,52	63,18	69,27	69,79
	0,30	0,17	0,55	0,25	0,28
	13,18	10,96	22,21	15,58	14,65
	2,42	3,39	1,46	1,07	1,13
	0,14	0,06	0,03	0,05	0,06
	0,61	0,91	1,00	1,51	1,42
	1,71	4,89	0,01	1,79	2,01
	2,06	0,59	0,45	0,64	0,75
	2,89	2,10	6,04	5,01	4,71
	0,06	0,05	0,06	0,04	0,04
	4,34	6,08	4,08	4,71	4,62
	288	261	683	378	367
	2	3	3	1	2
	8	3	10	8	10
	1	2	0	0	1
	18	14	29	28	26
	22	17	41	40	41
	5	6	12	6	6
	3	30	42	49	37
	129	98	279	198	184
	15	139	1	408	552
	9	9	10	2	2
	63	325	57	119	161
	15	10	27	8	10
	56	46	96	74	64
	18	62	65	42	10
	251	161	549	546	660
	5,11	3,49	6,97	7,32	6,21
	63,80	33,75	88,86	108,73	115,76
	122,00	69,83	177,37	219,20	232,93
	14,30	8,23	21,25	25,02	26,60
	50,70	29,47	75,93	85,58	90,77
	10,00	6,31	14,68	14,71	15,20
	1,56	0,72	1,93	0,29	0,31
	9,11	6,64	13,74	12,27	12,12
	1,63	1,09	2,16	1,89	1,82
	9,87	7,00	14,46	12,64	11,74
	1,98	1,36	2,88	2,58	2,35
	5,55	3,87	8,58	8,30	7,51
	0,77	0,55	1,26	1,30	1,19
	5,38	3,73	8,76	9,38	8,86
	0,73	0,51	1,24	1,31	1,26
	3,71	4,31	16,91	12,42	12,89
	1,50	1,20	2,80	2,67	2,50
	1,16	0,45	0,41	0,52	0,76
	0,56	0,41	1,22	0,95	0,91
	1,86	28,03	38,37	47,00	31,53
	0,00	0,38	0,37	0,86	0,75
	19,40	17,50	39,61	46,74	46,54
	2,14	4,20	8,83	13,57	15,40

Fortsetzung Tab. 1

Probe			47838	47839	47840	47841	47842	47843	47844	47845	47846	47846a	47847
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts	Vulkangebiet Lenne (Siegen-Antiklinorium), Unterdevon: Rhyolith, Rhyodacit, rhyolithische bis rhyodacitische Tuffite	3453851	3451306	3449966	3448296	3442744	3443460	3442785	3438518	3438518	3438518	3438813
	Hoch		5655318	5657586	5658295	5656161	5659691	5660956	5661140	5660922	5660940	5660940	5658425
SiO_2	Gew.-%		72,68	76,42	77,15	70,99	78,39	80,53	78,80	73,03	71,79	72,90	77,81
TiO_2	Gew.-%		0,29	0,24	0,35	0,37	0,23	0,21	0,23	0,26	0,27	0,27	0,22
Al_2O_3	Gew.-%		15,99	12,81	13,55	14,99	12,90	11,76	10,97	12,78	12,92	13,18	12,40
Fe_2O_3t	Gew.-%		1,35	2,21	1,10	2,74	0,73	1,30	1,62	1,88	2,25	1,82	1,56
MnO	Gew.-%		0,05	0,03	0,05	0,06	0,01	0,03	0,06	0,04	0,07	0,09	0,04
MgO	Gew.-%		0,77	0,57	0,24	0,75	0,14	0,09	0,29	0,29	0,62	0,74	0,11
CaO	Gew.-%		0,37	0,21	0,09	0,43	0,03	0,02	0,83	2,16	2,39	1,68	0,05
Na_2O	Gew.-%		0,40	4,19	2,72	2,94	2,12	2,23	3,70	2,62	2,55	2,66	2,72
K_2O	Gew.-%		4,29	1,40	2,74	4,12	3,67	2,15	1,30	2,48	2,55	2,59	3,49
P_2O_5	Gew.-%		0,09	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05
L.O.I.	Gew.-%		3,31	1,57	1,64	2,31	1,69	1,62	2,07	3,83	4,23	3,81	1,32
Ba	ppm		568	136	700	761	888	350	114	246	252	232	812
Co	ppm		3	3	2	5	1	1	3	2	2	2	2
Cr	ppm		10	13	23	28	5	9	9	6	5	7	8
Cu	ppm		2	9	0	2	4	0	36	0	0	3	0
Ga	ppm		21	18	18	23	20	15	13	18	17	18	18
Nb	ppm		26	19	22	25	26	23	17	20	21	21	25
Ni	ppm		13	7	7	13	7	6	7	5	6	6	7
Pb	ppm		25	6	7	37	8	11	5	14	3	2	2
Rb	ppm		197	75	112	166	121	90	56	119	119	122	128
S	ppm		13	10	7	10	14	21	20	150	14	24	14
Sc	ppm		11	7	6	10	5	6	7	7	12	12	9
Sr	ppm		54	121	59	59	65	107	82	139	66	77	70
V	ppm		16	18	27	29	9	10	13	14	18	16	11
Y	ppm		73	61	59	67	75	67	49	53	54	55	72
Zn	ppm		60	19	27	49	23	32	21	24	28	21	57
Zr	ppm		227	202	276	280	265	272	231	237	250	252	256
Cs	ppm		5,08	2,11	2,19	3,86	1,48	1,22	2,08	4,31	3,81	3,76	1,68
La	ppm		46,23	41,58	50,97	53,06	56,42	53,43	64,16	50,86	50,70	50,95	58,14
Ce	ppm		96,38	84,68	101,91	108,16	114,83	106,84	124,36	100,77	101,06	101,58	120,53
Pr	ppm		12,26	9,90	12,01	12,81	14,26	12,68	15,29	11,68	11,84	11,85	14,95
Nd	ppm		45,26	35,64	43,49	46,83	53,43	45,66	55,59	41,98	42,93	42,46	57,86
Sm	ppm		10,03	7,46	8,55	9,51	11,00	8,10	8,12	8,11	8,52	8,42	11,68
Eu	ppm		1,40	0,78	1,13	1,01	1,56	1,13	1,25	1,20	1,25	1,16	1,37
Gd	ppm		10,02	7,88	8,44	9,59	11,01	8,38	7,25	8,32	8,19	8,16	11,12
Tb	ppm		1,67	1,33	1,31	1,58	1,76	1,42	1,13	1,32	1,29	1,31	1,77
Dy	ppm		11,08	9,02	8,54	10,30	11,43	9,78	7,31	8,45	8,34	8,29	11,31
Ho	ppm		2,21	1,80	1,64	2,02	2,24	1,96	1,44	1,64	1,63	1,66	2,19
Er	ppm		6,45	5,23	4,72	5,87	6,42	5,73	4,15	4,72	4,69	4,74	6,32
Tm	ppm		0,92	0,76	0,67	0,85	0,91	0,81	0,58	0,67	0,67	0,68	0,89
Yb	ppm		6,40	5,18	4,60	5,80	6,11	5,62	3,84	4,55	4,53	4,59	6,00
Lu	ppm		0,89	0,71	0,64	0,81	0,86	0,78	0,53	0,63	0,63	0,63	0,84
Hf	ppm		6,75	5,11	4,36	4,93	5,53	5,81	3,49	3,98	4,08	3,90	5,74
Ta	ppm		1,87	1,39	1,40	1,72	1,61	1,43	1,03	1,35	1,29	1,33	1,55
W	ppm		0,61	1,50	1,78	2,07	2,47	2,06	1,08	1,07	0,83	1,09	1,76
Tl	ppm		0,85	0,32	0,53	0,82	0,64	0,44	0,26	0,48	0,47	0,47	0,61
Pb	ppm		21,87	4,75	5,75	33,66	7,25	9,89	3,78	12,11	1,39	1,71	1,73
Bi	ppm		0,36	0,25	0,10	0,15	0,05	0,10	0,11	0,01	0,01	0,00	0,02
Th	ppm		25,32	20,22	17,76	20,83	19,11	17,46	15,77	17,79	17,48	17,63	18,71
U	ppm		6,70	4,81	3,35	4,96	3,30	3,79	1,98	2,88	2,10	2,09	2,48

47848	47849	47850	47851		46257	46259	46260	46262	46263	46264	46265	46266
3438807	3438795	3438414	3431413		3446116	3450197	3452408	3451683	3456766	3459753	3458350	3460068
5658406	5658375	5664850	5662835		5562784	5563663	5566869	5572436	5573644	5574780	5567881	5569250
75,56	76,53	75,35	75,29		71,64	75,16	73,32	73,84	71,62	75,36	77,95	74,69
0,27	0,22	0,27	0,23		0,57	0,39	0,50	0,41	0,53	0,40	0,25	0,37
12,81	12,89	14,09	12,67		12,61	12,92	13,84	13,45	14,09	13,12	11,63	13,03
2,23	2,14	1,90	2,16		3,93	3,15	3,71	3,38	3,93	2,82	2,58	3,18
0,10	0,04	0,05	0,07		0,10	0,04	0,06	0,07	0,06	0,04	0,11	0,06
0,10	0,15	0,70	0,80		1,30	1,18	0,97	1,24	1,71	1,00	0,98	1,32
0,05	0,04	0,08	0,85		1,47	0,04	0,05	0,09	0,09	0,06	0,01	0,07
2,77	2,97	0,62	1,71		1,71	2,33	0,87	0,86	1,05	1,20	1,68	1,67
4,43	3,38	3,65	2,63		2,46	2,29	3,28	3,46	3,15	3,02	2,29	2,74
0,05	0,05	0,09	0,06		0,08	0,05	0,07	0,05	0,09	0,04	0,03	0,05
1,36	1,37	2,77	3,08		3,51	2,16	2,84	2,65	2,95	2,38	2,12	2,39
1407	615	566	255		432	390	469	390	358	881	295	380
3	1	3	2		9	5	10	6	8	4	4	7
15	11	11	11		92	45	69	51	90	39	28	53
1	0	4	16		3	0	7	1	3	1	1	1
18	20	20	17		18	20	20	21	20	21	16	18
27	25	21	19		23	27	28	30	23	33	22	23
7	7	8	9		38	28	41	39	37	18	24	30
5	5	43	1		21	19	30	20	18	16	21	22
144	132	170	134		117	108	144	153	144	133	106	136
11	14	49	16		25	13	9	12	9	7	21	10
10	12	7	9		11	10	10	8	15	12	5	7
84	52	33	54		86	44	39	28	32	29	33	39
12	12	20	18		57	35	51	34	60	26	23	40
68	69	53	51		53	53	74	77	43	106	65	69
55	63	47	13		86	77	91	74	71	89	80	67
288	266	196	181		364	309	325	364	273	464	214	217
1,31	2,00	4,62	5,23		5,06	3,70	5,61	4,73	5,51	4,14	4,06	4,92
64,00	60,07	44,14	36,59		55,50	59,60	61,70	71,50	53,90	67,00	54,20	53,60
128,75	123,56	90,92	77,33		112,00	122,00	126,00	138,00	110,00	136,00	105,00	109,00
15,45	14,81	10,73	9,27		13,50	14,60	15,20	17,20	12,90	16,60	13,10	13,00
57,14	54,48	38,10	33,79		50,80	55,20	57,10	64,30	48,00	63,70	49,80	48,20
10,99	10,32	7,91	7,26		10,10	11,30	12,00	13,10	9,44	13,70	10,40	9,81
1,57	1,38	0,78	0,83		1,87	2,03	2,10	2,41	1,55	2,67	1,72	1,57
10,57	9,84	7,67	7,20		9,23	10,10	11,20	12,10	8,11	14,50	10,20	9,53
1,70	1,63	1,27	1,21		1,41	1,56	1,83	2,01	1,22	2,46	1,67	1,60
10,86	10,49	8,30	7,95		8,87	9,71	11,80	13,10	7,46	16,10	10,40	10,50
2,14	2,07	1,68	1,60		1,78	1,95	2,41	2,69	1,50	3,25	2,12	2,12
6,20	6,00	4,92	4,77		5,13	5,67	6,92	7,74	4,32	9,23	5,96	6,05
0,86	0,86	0,73	0,70		0,72	0,82	1,00	1,10	0,62	1,30	0,86	0,86
5,87	5,76	5,11	4,83		4,95	5,61	6,63	7,46	4,24	8,36	5,61	5,70
0,82	0,81	0,71	0,67		0,70	0,79	0,95	1,05	0,60	1,17	0,79	0,80
6,09	5,83	5,77	5,15		8,55	8,85	8,66	10,30	7,37	9,28	6,89	7,27
1,54	1,58	1,61	1,43		1,47	1,75	1,68	1,93	1,54	1,80	1,47	1,55
2,66	1,57	2,07	2,10		1,46	1,03	1,28	1,43	1,12	0,86	1,69	1,00
0,79	0,62	0,74	0,61		0,63	0,52	0,74	0,74	0,69	0,65	0,52	0,64
4,14	4,52	35,39	1,77		19,10	16,70	26,50	17,90	16,40	13,70	18,40	19,00
0,04	0,01	0,19	0,20		0,17	0,19	0,19	0,19	0,22	0,22	0,22	0,23
19,82	18,94	22,75	20,60		15,50	17,50	17,00	19,30	16,10	17,00	15,00	16,20
2,54	3,50	5,64	5,00		3,26	3,33	3,61	3,33	3,28	3,82	2,81	3,47

Vulkaniklastische Ablagerungen der Porphyroid-Formation, Hintertaunus (Taunus-Antiklinorium), Emsium: rhyolithische bis rhyodacitische Tuffite

Fortsetzung Tab. 1

Probe			46269	46270	46273	46274	46275	46276	46277	46278	46280	46281	46282
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts	Vulkangebiet Lenne (Siegen-Antiklinorium), Unterdevon: Rhyolith, Rhyodacit, rhyolithische bis rhyodacitische Tuffite	3459953	3462842	3463136	3473415	3472690	3472785	3467869	3470011	3471581	3471581	3471700
	Hoch		5569645	5568659	5579595	5585966	5582486	5582377	5585584	5580085	5578340	5578340	5578512
SiO_2	Gew.-%		65,64	75,54	79,29	76,37	81,55	78,68	80,17	75,86	79,91	78,37	73,84
TiO_2	Gew.-%		0,91	0,30	0,21	0,30	0,15	0,25	0,23	0,31	0,29	0,30	0,45
Al_2O_3	Gew.-%		16,13	13,17	11,76	12,15	9,73	10,96	11,31	12,59	10,69	11,93	12,52
Fe_2O_3t	Gew.-%		6,17	2,56	2,05	2,65	2,17	2,46	1,81	2,81	2,09	2,05	4,37
MnO	Gew.-%		0,07	0,05	0,04	0,07	0,03	0,05	0,06	0,03	0,12	0,06	0,05
MgO	Gew.-%		2,06	1,07	0,86	1,23	1,23	1,30	0,79	1,58	0,63	0,80	1,64
CaO	Gew.-%		0,18	0,03	0,01	0,41	0,02	0,27	0,02	0,03	0,04	0,02	0,08
Na_2O	Gew.-%		1,60	1,32	0,36	1,00	0,08	0,69	0,34	0,57	0,78	0,25	0,75
K_2O	Gew.-%		3,09	2,84	2,56	2,64	2,27	2,19	2,55	3,16	2,45	3,03	2,58
P_2O_5	Gew.-%		0,19	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,08
L.O.I.	Gew.-%		3,48	2,37	2,31	2,67	2,24	2,49	2,37	2,78	2,17	2,56	2,91
Ba	ppm		403	425	506	568	382	463	345	598	310	386	332
Co	ppm		14	4	2	5	2	4	2	4	5	4	8
Cr	ppm		143	38	15	44	12	32	19	31	30	38	68
Cu	ppm		10	1	0	1	1	1	1	1	1	1	3
Ga	ppm		20	19	19	17	14	16	19	20	16	18	18
Nb	ppm		20	23	27	22	18	20	25	28	21	22	21
Ni	ppm		66	24	13	21	7	25	9	16	15	17	34
Pb	ppm		16	22	14	19	13	16	28	25	17	4	15
Rb	ppm		140	131	113	114	97	92	94	142	108	134	115
S	ppm		25	17	7	10	0	6	5	8	18	25	9
Sc	ppm		14	7	6	6	4	6	7	6	12	12	15
Sr	ppm		51	34	61	38	18	42	46	24	25	21	30
V	ppm		113	31	13	28	11	23	15	23	24	28	50
Y	ppm		41	58	60	51	47	52	51	60	49	41	58
Zn	ppm		83	71	64	68	53	68	70	75	25	25	83
Zr	ppm		289	218	269	234	160	201	291	293	247	214	229
Cs	ppm		5,70	5,10	2,68	3,96	3,02	3,48	2,30	4,76	3,27	3,72	3,49
La	ppm		45,30	58,40	54,20	53,70	41,70	50,00	45,10	63,00	46,70	51,30	48,80
Ce	ppm		92,90	121,00	123,00	111,00	88,90	99,00	95,40	131,00	99,10	107,00	99,10
Pr	ppm		11,00	14,10	13,60	13,00	10,50	11,90	11,10	15,60	11,30	12,50	11,50
Nd	ppm		41,60	52,10	49,90	48,60	38,80	44,20	41,40	58,70	42,10	46,30	42,60
Sm	ppm		8,44	10,50	9,30	9,59	7,96	9,27	8,46	11,80	8,57	9,36	8,50
Eu	ppm		1,60	1,55	1,22	1,46	1,04	1,51	1,50	1,85	1,40	1,42	1,43
Gd	ppm		7,26	9,47	7,76	8,65	7,23	9,05	7,64	10,40	7,76	8,25	8,65
Tb	ppm		1,09	1,48	1,26	1,32	1,17	1,50	1,17	1,54	1,20	1,22	1,39
Dy	ppm		6,70	9,22	8,84	8,15	7,50	9,39	7,67	9,67	7,53	7,33	9,14
Ho	ppm		1,31	1,85	1,95	1,65	1,53	1,86	1,58	2,00	1,51	1,47	1,87
Er	ppm		3,72	5,33	6,07	4,73	4,46	5,23	4,77	5,95	4,34	4,27	5,31
Tm	ppm		0,53	0,74	0,93	0,67	0,65	0,74	0,71	0,87	0,61	0,62	0,75
Yb	ppm		3,54	5,06	6,51	4,61	4,44	5,08	4,92	6,07	4,17	4,24	4,88
Lu	ppm		0,50	0,69	0,92	0,64	0,60	0,70	0,71	0,87	0,57	0,60	0,68
Hf	ppm		7,10	7,81	9,36	7,39	6,15	6,57	8,35	9,23	5,59	6,84	6,03
Ta	ppm		1,27	1,68	1,92	1,52	1,32	1,38	1,73	1,90	1,29	1,55	1,32
W	ppm		1,66	0,57	0,97	0,84	0,62	1,13	0,66	1,08	0,80	0,75	1,51
Tl	ppm		0,67	0,65	0,55	0,55	0,46	0,46	0,52	0,72	0,53	0,66	0,57
Pb	ppm		14,20	19,70	12,70	17,30	11,80	13,50	24,40	22,90	15,00	3,36	13,60
Bi	ppm		0,25	0,23	0,17	0,22	0,23	0,21	0,18	0,21	0,19	0,22	0,19
Th	ppm		13,50	17,80	19,30	16,00	14,30	14,30	16,80	18,90	12,50	15,90	13,80
U	ppm		2,99	3,84	3,33	3,44	2,61	3,13	3,25	3,97	2,94	3,26	3,17

	45223	46290		45302		46312	46313	46314		26897	29255	29399	34670
Wölfte-Tuffit-Formation, Dill–Eder-Mulde, Eifelium: rhyodacitische Tuffite	3501306	3501323	Bicken-Ense-Formation, Bicken-Ense-Decke, Dill–Eder-Mulde, Famennium: rhyodacitischer Aschentuff	3509304	Blasbach-Einheit, Dill–Eder-Mulde, Unterkarbon: rhyodacitische Aschentuffe	3464460	3464460	3464460	Beddelhausen-Einheit, Wittgenstein-Mulde, Unterkarbon: rhyodacitische Tuffite	3494790	3494790	3494790	3476950
	5660789	5660833		5661296		5609429	5609429	5609429		5659400	5659400	5659400	5675410
	79,61	76,43		46,24		63,78	72,33	67,66		41,00	43,87	43,46	48,76
	0,18	0,29		0,35		0,35	0,18	0,20		0,97	1,14	1,05	0,85
	8,24	12,53		22,31		17,75	13,55	16,38		22,98	24,31	24,69	22,01
	1,91	2,64		2,07		3,40	1,92	2,56		5,75	6,18	6,26	8,55
	0,08	0,03		0,02		0,07	0,08	0,11		0,16	0,14	0,10	0,21
	1,63	1,09		2,26		1,81	1,05	1,25		2,92	2,78	3,09	3,90
	2,00	0,04		5,74		0,73	1,09	0,74		6,74	4,54	3,59	1,11
	0,25	2,13		0,04		1,50	0,69	2,47		0,18	1,51	0,17	2,69
	1,42	2,39		6,37		5,81	4,55	4,25		4,79	3,36	4,91	3,54
	0,04	0,04		0,12		0,10	0,04	0,06		0,33	0,39	0,34	0,37
	4,03	1,92		13,67		4,22	3,65	3,43		12,97	10,99	10,70	8,14
	222	334		82		1339	950	666		678	393	690	1085
	3	4		7		12	8	8		15	11	19	15
	12	34		11		4	10	6		21	38	20	43
	6	1		118		5	719	945		7	18	85	51
	11	18		24		22	16	23		28	27	30	29
	13	23		15		19	14	16		17	16	18	13
	16	19		32		28	25	22		29	24	36	63
	23	13		6		3	294	272		54	49	12	23
	67	114		171		206	151	155		163	109	173	133
	10	10		10		51	500	635					
	7	7		7		13	7	6		10	15	11	9
	47	41		31		91	72	154		110	112	76	159
	18	27		35		34	18	22		63	100	73	121
	33	59		31		47	25	36		35	29	33	19
	69	59		23		51	75	55		58	157	51	159
	111	205		218		316	179	243		444	471	468	280
	3,03	4,05		16,64		13,72	10,05	8,81		8,97	6,19	11,01	10,38
	30,61	53,40		28,91		23,26	13,46	31,03		25,50	10,37	26,26	44,02
	54,61	111,00		54,84		59,15	33,91	70,56		47,86	18,79	63,23	86,26
	6,40	13,00		6,90		6,99	3,98	8,01		7,46	3,65	8,26	9,81
	24,46	48,70		28,07		27,13	15,26	29,14		28,87	15,50	32,23	34,48
	5,32	10,20		6,01		5,84	2,93	5,59		5,33	3,26	5,73	5,40
	0,51	1,33		0,29		1,16	0,57	0,94		1,36	0,90	1,33	1,16
	4,90	9,49		5,27		5,87	3,09	4,96		4,77	3,20	4,81	4,27
	0,80	1,53		0,82		1,11	0,58	0,87		0,73	0,50	0,73	0,53
	5,15	9,72		4,90		8,37	4,38	6,28		4,36	3,16	4,41	2,93
	1,04	1,97		0,94		1,93	1,07	1,47		0,86	0,65	0,89	0,56
	3,25	5,69		2,74		6,04	3,33	4,53		2,28	1,87	2,37	1,39
	0,46	0,82		0,34		0,95	0,50	0,65		0,32	0,27	0,33	0,20
	3,16	5,55		2,19		6,88	3,78	4,73		1,97	1,73	2,08	1,29
	0,44	0,76		0,30		1,01	0,55	0,68		0,29	0,26	0,31	0,20
	3,37	7,17		6,14		9,83	6,06	7,45		10,85	10,74	12,33	5,19
	0,90	1,59		1,96		1,29	0,93	1,18		1,06	0,81	1,09	1,02
	1,15	0,82		6,44		1,45	0,90	1,07		13,49	1,32	0,97	19,22
	0,29	0,56		0,67		0,94	0,77	0,81		1,07	0,51	0,90	0,73
	21,72	11,70		4,73		2,37	213,99	193,26		42,13	39,78	13,87	21,73
	0,18	0,34		0,37		0,09	0,14	0,08		0,62	0,33	0,48	0,72
	11,89	16,70				21,90	17,35	22,97		18,55	11,10	25,83	34,34
	3,09	3,84		0,81		7,10	6,13	6,17		1,68	0,69	4,43	8,31

Tab. 2: Geochemische Analysen von Intraplatten-Vulkaniten aus dem Lahn-Dill-Gebiet und dem Kellerwald.

Probe			28406	28704	29020	29027	29043	29044	29052	29075	45362	46305
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts	Lahn-Dill-Gebiet, Alkalibasalt, Basanit, Givet-Frasne-Phase	3455250	3446670	3455304	3456100	3453420	3453440	3454420	3454905	3454330	3454592
	Hoch		5627060	5592140	5628776	5629020	5625060	5624440	5627680	5626446	5615421	5608661
SiO_2	Gew.-%		44,33	47,02	45,71	42,94	37,58	40,43	46,21	38,26	45,52	47,72
TiO_2	Gew.-%		3,63	2,88	3,22	2,11	3,04	3,25	2,62	2,95	1,77	2,15
Al_2O_3	Gew.-%		16,63	16,80	16,50	16,58	15,38	14,42	15,74	15,69	13,04	16,82
Fe_2O_3t	Gew.-%		12,25	12,66	12,05	13,48	13,80	11,53	14,90	10,30	9,86	12,67
MnO	Gew.-%		0,08	0,15	0,11	0,12	0,19	0,14	0,10	0,14	0,11	0,10
MgO	Gew.-%		6,26	4,07	5,84	5,24	6,87	5,27	6,33	4,40	3,81	4,49
CaO	Gew.-%		4,22	5,73	3,87	5,71	9,05	9,79	1,95	11,41	9,15	2,13
Na_2O	Gew.-%		4,60	4,83	3,57	2,93	1,70	2,91	3,34	2,93	3,75	4,27
K_2O	Gew.-%		0,45	0,44	1,92	1,44	0,89	0,88	2,85	1,33	2,17	2,77
P_2O_5	Gew.-%		0,89	0,81	0,69	0,48	0,65	0,88	0,91	0,74	0,50	0,65
L.O.I.	Gew.-%		6,45	4,03	6,36	7,99	10,31	10,12	4,42	11,48	9,71	5,54
Ba	ppm		211	1763	512	606	377	468	801	444	242	415
Co	ppm		34	29	35	37	48	36	24	41	34	24
Cr	ppm		92	10	117	122	97	103	2	227	221	7
Cu	ppm		44	30	27	43	41	29	15	86	59	32
Ga	ppm		26	21	20	20	20	22	25	20	17	20
Nb	ppm		53	80	67	78	65	78	62	76	44	107
Ni	ppm		45	13	62	70	91	50	7	100	85	7
Pb	ppm		3	4	5	26	5	6	4	10	4	6
Rb	ppm		8	9	31	25	12	11	31	35	40	31
S	ppm		493	563	70	525	725	539	1017	425	34	38
Sc	ppm		25	14	19	19	24	17	19	23	22	11
Sr	ppm		314	834	350	352	533	401	353	651	228	232
V	ppm		270	142	242	177	245	223	102	259	148	101
Y	ppm		37	36	31	34	32	35	44	28	28	31
Zn	ppm		124	121	138	149	107	123	143	108	108	101
Zr	ppm		295	368	299	295	280	372	332	309	176	303
Cs	ppm		1,26	0,90	4,23	4,80	2,81	3,50	1,32	7,99	2,74	2,11
La	ppm		35,81	56,23	44,00	50,85	40,32	50,97	52,09	49,76	35,50	80,69
Ce	ppm		75,43	112,27	87,63	97,05	80,54	103,26	109,66	96,27	62,07	142,80
Pr	ppm		9,72	13,73	11,17	11,38	9,85	12,85	14,29	11,69	7,53	15,86
Nd	ppm		40,22	53,14	44,03	42,65	38,87	50,76	58,51	44,34	29,14	57,43
Sm	ppm		8,85	10,06	8,39	7,96	7,72	9,87	11,97	8,19	6,52	9,99
Eu	ppm		2,72	3,09	2,56	2,65	2,58	3,09	4,30	2,60	2,05	3,11
Gd	ppm		8,60	9,14	7,60	7,36	7,45	9,04	11,46	7,24	6,18	8,40
Tb	ppm		1,24	1,24	1,01	1,04	1,02	1,20	1,57	0,98	0,96	1,14
Dy	ppm		7,07	6,88	5,80	6,04	5,81	6,62	8,63	5,39	5,78	6,65
Ho	ppm		1,32	1,27	1,08	1,16	1,10	1,20	1,58	0,98	1,11	1,29
Er	ppm		3,47	3,43	2,92	3,19	2,93	3,19	4,06	2,61	2,80	3,36
Tm	ppm		0,43	0,42	0,37	0,41	0,37	0,39	0,51	0,34	0,37	0,45
Yb	ppm		2,68	2,74	2,39	2,76	2,39	2,50	3,22	2,13	2,43	3,24
Lu	ppm		0,37	0,39	0,33	0,39	0,34	0,33	0,45	0,29	0,34	0,46
Hf	ppm		7,13	8,94	7,37	6,90	6,35	8,53	8,07	7,24	4,58	7,57
Ta	ppm		2,45	4,96	4,11	4,60	3,13	4,39	3,64	4,61	2,54	6,51
W	ppm		0,83	0,44	0,66	0,31	0,59	0,61	0,26	0,84	1,01	1,12
Tl	ppm		0,08	0,04	0,09	0,05	0,15	0,07	0,08	0,12	0,12	0,06
Pb	ppm		2,37	3,93	4,28	22,36	4,36	5,02	3,55	8,52	3,31	4,25
Bi	ppm		0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03
Th	ppm		4,59	6,97	5,26	6,32	5,27	6,43	5,77	6,49	5,39	10,18
U	ppm		1,32	1,94	1,32	1,65	1,45	1,81	1,67	1,70	1,37	2,51

46491	46492	46493	46494	47802		28477	29018	29029	29042	31705		30613	30616
3456154	3456285	3450765	3455972	3455427		3446900	3455050	3455320	3453350	3433167		3446794	3448172
5593096	5593107	5591757	5593806	5626848		5590010	5628740	5626799	5625240	5573485		5591878	5593224
37,67	42,02	46,19	46,72	48,11		42,53	48,56	45,13	49,91	39,68		60,51	62,01
2,71	3,26	2,90	2,31	2,97		3,23	1,66	3,09	2,09	1,69		0,41	0,27
15,28	18,23	16,38	16,76	17,56		15,44	16,31	17,81	15,23	15,84		17,96	16,82
11,88	14,57	12,20	13,44	11,09		13,98	8,47	12,06	13,36	20,64		6,21	5,32
0,14	0,12	0,11	0,11	0,06		0,20	0,14	0,08	0,12	0,66		0,07	0,18
4,03	4,73	4,31	4,16	4,95		7,62	4,03	5,14	4,68	1,88		1,60	0,58
10,74	3,71	5,17	3,24	5,00		8,75	5,26	4,68	3,31	1,95		0,44	0,48
2,02	2,32	3,75	4,51	3,84		2,63	3,44	2,58	4,99	0,54		6,14	5,60
3,23	3,76	2,71	2,53	0,91		1,09	5,02	2,31	0,12	7,12		4,09	5,30
0,72	0,83	0,67	1,19	0,89		0,86	0,49	0,95	1,02	1,15		0,13	0,05
10,74	5,69	5,24	4,41	4,25		3,58	5,93	5,49	5,52	8,03		2,18	2,90
140	247	379	339	344		624	1433	635	79	538		556	1045
31	33	26	24	33		51	16	26	16	44		4	1
0	1	0	1	83		169	15	9	1	1		3	1
27	31	21	19	37		86	24	21	11	21		2	1
17	23	24	21	27		23	21	24	24	24		28	37
73	85	74	95	62		75	123	109	63	91		133	141
2	4	4	0	49		140	11	13	2	23		3	3
4	5	5	4	5		9	6	7	7	3		6	4
40	38	28	23	12		25	83	50	2	72		60	111
642	542	452	333	705		52	386	448	794	429		43	143
11	12	16	9	19		19	6	12	18	6		1	4
167	214	142	300	580		689	613	685	102	55		106	64
96	123	161	46	193		215	58	182	39	17		8	5
33	37	34	50	42		34	34	37	47	47		42	68
105	139	126	150	134		178	105	122	169	146		122	139
334	397	376	471	330		401	388	491	357	440		812	701
3,36	4,83	3,46	2,23	1,10		1,52	1,75	2,85	0,66	4,13		1,48	1,62
51,13	59,15	49,21	68,10	39,73		54,08	64,92	72,07	57,44	70,08		74,42	102,50
102,22	119,25	96,85	142,07	83,49		107,17	118,79	140,96	121,23	142,05		138,84	200,38
12,76	14,96	11,87	18,17	10,82		12,91	13,30	16,85	15,79	18,03		15,68	24,65
49,37	58,11	46,19	71,50	44,61		50,60	47,38	63,83	64,77	70,23		53,36	89,09
9,55	11,27	9,35	14,08	9,69		9,86	8,27	11,49	13,10	13,48		9,28	16,16
2,97	3,56	2,90	4,13	2,95		3,04	2,73	3,49	4,57	4,10		1,60	3,68
8,43	10,06	8,51	12,97	9,35		8,99	7,48	9,87	12,16	12,43		8,18	14,28
1,17	1,36	1,21	1,77	1,32		1,21	1,04	1,30	1,64	1,71		1,20	2,09
6,37	7,49	6,69	9,75	7,79		6,67	6,16	7,15	9,04	9,37		7,16	12,25
1,21	1,42	1,26	1,80	1,41		1,21	1,18	1,31	1,64	1,76		1,40	2,33
3,13	3,68	3,33	4,70	3,63		3,21	3,34	3,56	4,31	4,56		4,00	6,46
0,38	0,47	0,43	0,60	0,47		0,40	0,45	0,45	0,53	0,58		0,57	0,89
2,57	3,12	2,82	3,92	3,11		2,51	3,04	3,00	3,37	3,72		3,90	5,77
0,35	0,42	0,39	0,53	0,41		0,35	0,43	0,42	0,47	0,51		0,57	0,84
7,71	9,12	8,20	11,05	8,71		9,57	8,21	11,64	8,31	10,87		16,69	16,76
4,50	5,37	4,61	5,78	2,92		1,41	7,15	6,93	3,73	5,54		7,79	8,21
0,67	0,51	0,41	0,62	0,34		0,80	1,07	1,01	0,21	2,85		0,82	1,29
0,06	0,11	0,08	0,07	0,07		0,06	0,18	0,08	0,12	0,16		0,19	0,31
3,02	3,48	4,30	3,40	4,33		8,18	4,62	6,39	4,60	3,34		4,92	3,62
0,02	0,01	0,03	0,03	0,02		0,01	0,01	0,02	0,03	0,03		0,03	0,04
6,00	7,13	7,18	8,14	6,15		7,15	10,60	9,63	6,21	7,33		15,55	16,26
1,71	2,26	1,96	2,15	1,55		2,10	2,85	1,96	1,83	2,32		4,03	2,67

Lahn-Dill-Gebiet, Trachybasalt, Trachyandesit, Givet-Frasne-Phase

Lahn-Dill-Gebiet, Alkali-Trachyt, Givet-Frasne-Phase

Fortsetzung Tab. 2

Probe			31656	31657	31659	31662	31663	46495	46496		30519	31638	31640
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts		3423830	3423856	3423814	3426791	3427224	3448178	3447470		3433965	3435242	3435242
	Hoch		5576726	5576696	5576634	5578818	5579404	5593229	5594348		5577291	5578040	5578040
SiO_2	Gew.-%		61,44	61,36	61,51	63,75	64,41	62,08	57,98		73,23	65,44	68,27
TiO_2	Gew.-%		0,34	0,40	0,42	0,67	0,56	0,26	0,59		0,16	0,20	0,19
Al_2O_3	Gew.-%		15,17	15,49	15,80	13,81	14,37	16,45	15,80		14,04	13,34	12,88
Fe_2O_3t	Gew.-%		8,19	8,23	7,62	7,78	9,03	5,42	6,93		0,76	5,56	5,11
MnO	Gew.-%		0,18	0,19	0,14	0,04	0,04	0,20	0,07		0,01	0,19	0,18
MgO	Gew.-%		0,62	0,27	0,83	1,07	0,49	0,53	0,43		0,28	0,64	0,64
CaO	Gew.-%		0,47	1,17	0,72	1,90	0,12	0,62	3,54		0,02	0,57	0,44
Na_2O	Gew.-%		6,70	7,23	6,67	6,04	4,59	5,19	5,45		2,73	4,02	4,57
K_2O	Gew.-%		5,89	4,66	5,28	2,99	5,72	5,80	5,33		8,13	6,03	5,01
P_2O_5	Gew.-%		0,06	0,05	0,05	0,11	0,10	0,05	0,12		0,03	0,03	0,03
L.O.I.	Gew.-%		0,93	0,75	1,08	2,25	0,67	3,13	3,43		0,77	3,51	3,12
Ba	ppm		183	254	302	48	90	1081	1000		153	36	25
Co	ppm		3	2	2	4	3	1	2		1	2	3
Cr	ppm		4	4	2	1	5	4	13		8	5	7
Cu	ppm		2	1	1	4	2	3	0		0	1	1
Ga	ppm		43	38	37	48	37	31	27		50	47	48
Nb	ppm		299	187	176	212	112	136	113		282	316	335
Ni	ppm		5	4	4	6	4	3	8		10	6	7
Pb	ppm		14	9	7	25	14	5	3		51	4	3
Rb	ppm		146	127	122	44	123	115	50		305	270	230
S	ppm		151	32	23	27	17	19	19		66	139	100
Sc	ppm		0	1	0	0	0	6	2		1	1	1
Sr	ppm		144	39	43	73	52	73	92		72	48	45
V	ppm		5	5	3	6	11	3	9		0	0	0
Y	ppm		122	78	77	142	75	67	44		216	148	154
Zn	ppm		352	111	149	162	97	116	47		29	207	138
Zr	ppm		1384	844	799	1023	538	705	505		1420	1789	1802
Cs	ppm		3,85	2,29	1,59	0,24	0,82	1,35	0,23		2,78	0,50	0,38
La	ppm		159,91	114,12	101,08	146,01	79,19	103,19	61,22		470,46	266,89	243,54
Ce	ppm		315,23	215,77	188,67	300,67	185,37	197,96	123,98		728,22	489,57	454,88
Pr	ppm		35,81	25,76	23,32	35,29	19,27	24,44	15,24		95,83	53,08	49,61
Nd	ppm		126,99	92,90	85,62	132,53	73,14	88,54	57,20		360,55	179,63	168,94
Sm	ppm		23,85	17,57	16,12	27,13	15,20	16,75	11,10		72,94	31,62	30,73
Eu	ppm		3,44	3,12	3,06	4,20	2,65	3,82	2,98		4,58	1,02	0,92
Gd	ppm		21,93	15,74	15,04	25,68	14,78	15,07	9,54		71,00	29,14	27,54
Tb	ppm		3,39	2,36	2,27	4,03	2,20	2,21	1,36		7,95	4,31	4,19
Dy	ppm		20,80	13,90	13,55	24,80	13,07	12,56	8,08		37,80	25,78	25,21
Ho	ppm		4,15	2,66	2,68	5,11	2,61	2,38	1,50		6,63	4,92	4,96
Er	ppm		11,77	7,28	7,38	15,04	7,13	6,50	4,15		17,88	13,58	13,84
Tm	ppm		1,65	1,02	1,04	2,25	0,99	0,90	0,58		2,30	1,88	1,95
Yb	ppm		10,48	6,72	6,78	14,95	6,33	6,01	4,11		14,23	11,79	12,29
Lu	ppm		1,43	0,95	0,97	2,08	0,92	0,84	0,61		1,84	1,59	1,66
Hf	ppm		33,39	20,42	19,92	25,91	13,99	16,78	13,40		41,10	44,18	45,09
Ta	ppm		18,43	11,26	10,91	13,49	7,03	8,04	6,00		19,94	14,34	19,70
W	ppm		1,53	1,91	2,25	1,29	1,14	1,78	1,20		1,24	1,90	1,97
Tl	ppm		0,33	0,19	0,17	0,07	0,22	0,30	0,07		1,66	0,57	0,44
Pb	ppm		12,05	7,92	6,17	22,29	12,84	3,79	3,98		43,31	2,95	2,97
Bi	ppm		0,09	0,05	0,04	0,11	0,04	0,01	0,02		0,27	0,14	0,30
Th	ppm		28,49	16,81	16,08	27,72	16,35	16,56	9,44		45,88	41,95	43,35
U	ppm		6,90	4,28	4,23	1,31	4,01	3,68	2,17		5,38	8,57	8,64

Lahn-Dill-Gebiet, Alkali-Trachyt, Givet-Frasne-Phase

Lahn-Dill-Gebiet, Alkali-Rhyolith, Givet-Frasne-Phase

31647	31648	31652	31660	31661	31666		30555	30556	30621	31720	34779	47803	47805
3445722	3445655	3426931	3425422	3425420	3441365		3464670	3464690	3485492	3481764	3468910	3464644	3465059
5590480	5590467	5570293	5576842	5576761	5593483		5624330	5624310	5695448	5689874	5627430	5626460	5624430
69,41	70,94	73,11	71,61	71,38	73,19		41,38	36,95	42,79	45,51	40,55	38,20	34,63
0,50	0,57	0,21	0,40	0,41	0,27		2,19	2,26	1,83	2,32	1,88	2,11	1,77
12,51	13,31	14,06	11,79	12,31	11,78		11,69	12,64	12,82	15,68	12,66	12,91	10,44
5,85	4,01	1,92	6,33	4,06	4,14		13,83	15,82	10,39	8,01	10,75	10,90	12,37
0,10	0,27	0,01	0,03	0,05	0,06		0,21	0,16	0,12	0,11	0,15	0,13	0,14
0,36	0,25	0,79	0,17	0,46	0,32		10,98	10,78	8,87	7,29	7,65	7,47	4,74
0,09	0,09	0,04	0,07	0,10	0,06		5,72	7,00	8,42	6,73	8,19	12,42	16,76
3,75	4,09	3,86	1,98	3,00	2,65		0,05	1,06	2,19	2,44	1,72	1,99	2,36
5,37	5,95	4,45	7,33	7,13	6,08		1,84	0,62	0,21	1,42	0,85	0,87	0,05
0,05	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02		0,89	0,87	0,41	0,63	0,56	0,61	0,58
1,98	0,77	1,34	0,44	0,38	1,48		10,63	11,28	11,96	9,43	15,04	11,88	15,50
60	112	416	23	26	85		845	477	90	462	151	565	207
2	1	2	3	2	2		65	59	50	31	44	55	32
2	1	3	4	7	5		453	302	560	130	317	561	384
1	1	1	1	1	1		33	40	18	94	38	44	21
35	34	30	34	40	33		18	21	16	18	20	18	15
134	109	154	151	163	149		98	98	38	60	37	50	84
4	5	5	7	8	6		353	250	433	128	206	423	331
14	6	5	11	9	6		195	3	18	88	4	11	2
117	119	63	268	307	272		69	20	7	35	47	26	1
2939	19	15	14	35	19		1918	75	165	664	335	78	650
0	2	0	0	0	1		11	15	21	17	17	15	10
23	20	47	26	37	47		431	427	405	830	540	618	104
2	8	6	7	6	6		176	198	173	174	168	197	93
78	65	68	80	102	101		34	31	23	27	23	25	27
133	149	67	47	112	50		169	143	194	227	109	123	78
659	586	695	987	899	735		246	272	200	261	236	255	219
0,29	0,31	2,31	0,36	0,39	1,41		6,90	5,41	3,07	5,24	2,46	6,39	0,86
102,02	57,64	65,85	108,95	104,54	102,59		70,99	61,29	25,36	41,60	28,29	39,09	56,62
201,20	132,65	119,48	177,12	183,38	203,29		125,81	109,11	49,15	77,98	55,61	76,47	99,02
24,72	14,98	15,17	23,27	25,43	22,98		14,48	12,67	6,07	9,36	7,02	9,50	11,77
92,16	56,16	54,61	80,86	88,19	81,10		53,06	47,33	23,31	35,37	28,15	37,32	43,62
18,34	11,53	11,52	14,65	17,75	16,16		9,57	9,01	4,61	6,65	6,13	7,32	8,07
2,04	1,45	0,94	1,06	1,31	0,60		2,88	2,49	1,59	2,00	2,03	2,24	2,51
16,92	10,81	12,04	13,03	16,52	15,61		9,18	8,59	4,66	6,18	5,93	6,83	7,53
2,44	1,74	2,15	2,14	2,81	2,63		1,19	1,12	0,68	0,86	0,84	0,90	0,98
14,04	11,09	12,95	14,01	17,30	16,46		6,46	6,11	4,01	4,92	4,55	5,05	5,40
2,65	2,25	2,36	2,97	3,35	3,34		1,12	1,06	0,76	0,95	0,81	0,85	0,93
7,42	6,40	5,98	8,90	9,04	9,59		2,80	2,61	2,11	2,53	1,95	2,12	2,26
1,05	0,95	0,80	1,41	1,31	1,41		0,33	0,31	0,28	0,33	0,23	0,26	0,27
6,99	6,61	4,94	9,84	9,43	9,36		1,92	1,87	1,79	2,21	1,37	1,56	1,65
0,99	0,99	0,63	1,40	1,32	1,27		0,24	0,23	0,25	0,31	0,17	0,19	0,20
18,48	15,70	19,31	27,32	26,32	21,84		5,92	6,15	4,44	6,10	5,61	6,24	5,18
8,69	7,13	9,87	12,22	12,45	10,56		2,57	0,93	1,91	3,64	2,24	2,76	4,62
0,92	0,66	1,09	2,29	0,46	2,89		0,24	0,26	0,25	0,71	0,61	0,51	0,92
0,26	0,27	0,14	0,40	0,55	0,56		0,31	0,07	0,02	0,12	0,20	0,06	0,02
11,97	4,83	4,51	10,36	9,34	6,01		167,90	2,63	15,11	75,41	2,57	9,27	1,10
0,57	0,21	0,10	0,09	0,04	0,00		0,02	0,01	0,01	0,13	0,02	0,03	0,03
21,74	16,88	24,07	46,00	42,73	40,67		9,70	9,41	3,59	6,19	3,54	6,15	8,14
4,05	3,71	2,82	2,94	1,62	3,21		2,27	2,23	0,92	1,61	1,04	1,46	0,94

Lahn-Dill-Gebiet, Alkalibasalt, Basanit, Famenne-Phase

Fortsetzung Tab. 2

Probe			25900	29038	29060	29071	29114	29117	30541	30545	31690	31691	31693
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts	Lahn-Dill-Gebiet, tholeiitischer Basalt und Alkalibasalt mit spinell-peridotitischen Mantelxenolithen, Unterkarbon-Zyklus	3465089	3454350	3459212	3455060	3463980	3464689	3467611	3466997	3441361	3441405	3441085
	Hoch		5626662	5624340	5626256	5624920	5623560	5626426	5624285	5626223	5588981	5588990	5588653
SiO_2	Gew.-%		46,16	45,73	45,68	42,23	45,67	44,67	49,05	48,04	42,12	42,67	40,22
TiO_2	Gew.-%		1,55	1,55	1,48	1,59	1,30	1,66	1,46	1,75	1,21	1,30	1,25
Al_2O_3	Gew.-%		17,21	15,77	16,47	14,87	14,22	14,78	15,21	17,34	12,91	13,86	12,71
Fe_2O_3t	Gew.-%		9,75	10,12	14,39	9,45	12,35	10,10	11,04	13,27	9,82	8,11	7,26
MnO	Gew.-%		0,20	0,15	0,11	0,12	0,16	0,14	0,15	0,20	0,08	0,07	0,14
MgO	Gew.-%		8,41	6,79	4,17	2,53	9,21	8,02	7,80	4,10	2,66	1,80	3,35
CaO	Gew.-%		8,55	8,60	8,78	11,92	8,37	8,60	6,43	3,10	14,22	15,00	16,74
Na_2O	Gew.-%		3,03	3,52	4,23	4,56	3,24	3,75	4,28	4,52	4,52	4,20	4,61
K_2O	Gew.-%		0,69	0,76	0,24	1,59	0,32	1,06	0,64	2,08	1,21	1,09	0,40
P_2O_5	Gew.-%		0,15	0,14	0,19	0,25	0,15	0,21	0,16	0,24	0,20	0,29	0,22
L.O.I.	Gew.-%		4,31	6,23	4,17	10,52	4,90	6,86	3,95	4,80	10,58	10,94	12,95
Ba	ppm		117	92	41	101	154	273	127	282	110	103	97
Co	ppm		48	46	44	31	56	44	41	36	22	27	47
Cr	ppm		237	172	316	147	422	173	200	227	318	392	333
Cu	ppm		43	102	29	44	94	75	83	68	62	69	89
Ga	ppm		23	20	25	18	18	20	20	21	15	15	16
Nb	ppm		10	11	8	16	12	18	15	13	15	16	16
Ni	ppm		76	97	102	46	268	69	78	92	87	95	226
Pb	ppm		9	4	3	5	1	3	0	3	8	7	2
Rb	ppm		16	10	7	39	6	29	9	65	32	32	6
S	ppm		23	76	114	68	291	795	237	27	89	160	591
Sc	ppm		28	24	26	20	25	23	26	26	17	19	17
Sr	ppm		426	333	159	398	316	354	197	300	247	275	271
V	ppm		250	241	220	193	232	287	259	243	179	151	176
Y	ppm		22	18	23	19	18	18	19	22	16	18	17
Zn	ppm		133	194	184	105	95	104	82	131	85	94	86
Zr	ppm		93	89	80	105	92	108	104	89	115	127	137
Cs	ppm		1,40	0,37	0,27	2,39	1,81	4,63	2,17	10,56	4,50	4,54	0,43
La	ppm		8,35	7,44	8,76	12,17	10,00	11,89	12,36	8,74	11,45	11,52	11,79
Ce	ppm		19,31	16,89	15,86	25,52	20,79	25,31	24,81	19,93	23,13	24,28	24,06
Pr	ppm		2,67	2,33	2,44	3,36	2,71	3,35	3,14	2,88	2,98	3,21	3,10
Nd	ppm		11,96	10,41	11,02	14,42	11,62	14,16	13,01	12,82	12,42	13,43	12,97
Sm	ppm		3,30	2,84	2,98	3,53	2,91	3,43	3,17	3,40	2,98	3,30	3,13
Eu	ppm		1,21	1,07	1,20	1,29	1,16	1,16	1,08	1,16	1,08	1,10	1,09
Gd	ppm		3,89	3,37	3,74	3,92	3,37	3,73	3,58	4,00	3,41	3,68	3,43
Tb	ppm		0,64	0,54	0,60	0,60	0,53	0,57	0,56	0,63	0,52	0,56	0,53
Dy	ppm		3,91	3,37	3,76	3,52	3,29	3,43	3,36	3,91	3,11	3,38	3,15
Ho	ppm		0,77	0,65	0,74	0,66	0,63	0,65	0,64	0,76	0,60	0,66	0,60
Er	ppm		2,09	1,74	1,98	1,70	1,67	1,68	1,71	2,02	1,56	1,70	1,58
Tm	ppm		0,27	0,23	0,26	0,22	0,22	0,22	0,24	0,27	0,20	0,22	0,20
Yb	ppm		1,78	1,47	1,68	1,37	1,43	1,35	1,44	1,67	1,29	1,41	1,31
Lu	ppm		0,26	0,20	0,23	0,18	0,19	0,19	0,20	0,23	0,18	0,19	0,18
Hf	ppm		2,74	2,34	2,25	2,70	2,33	2,78	2,65	2,65	2,87	3,10	2,98
Ta	ppm		0,39	0,61	0,42	0,85	0,66	0,99	0,90	0,68	0,84	0,91	0,88
W	ppm		0,12	0,10	0,27	0,14	0,11	0,23	0,30	0,65	0,12	0,15	0,13
Tl	ppm		0,07	0,05	0,02	0,09	0,07	0,10	0,06	0,19	0,10	0,07	0,04
Pb	ppm		8,52	3,12	2,76	3,59	0,74	2,15	0,44	2,94	6,25	5,23	0,74
Bi	ppm		0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Th	ppm		1,54	1,03	1,01	1,56	1,70	1,79	2,19	1,25	1,51	1,60	1,60
U	ppm		0,42	0,34	0,33	1,37	0,45	0,96	0,57	0,70	0,61	0,97	1,01

34781	45363	45364	46310	46311	46497	46499	46500	47804	47806	47807	47808	29081a
3472877	3453760	3453760	3471128	3471880	3441271	3455171	3454107	3464674	3467643	3467637	3467694	3456060
5624735	5621250	5621250	5622094	5621500	5588974	5621774	5524096	5626384	5624324	5624319	5624323	5618780
41,58	44,98	45,39	48,45	49,99	40,25	37,47	47,21	43,01	49,43	47,06	48,23	41,83
1,73	1,41	1,48	1,48	1,64	1,20	1,29	1,58	1,63	1,38	1,59	1,67	1,62
14,01	13,58	15,17	15,26	14,16	12,43	12,73	14,75	14,34	15,15	15,59	16,01	12,16
11,97	12,59	11,69	11,35	11,31	10,03	10,98	12,65	9,77	10,64	10,60	10,79	8,91
0,23	0,16	0,13	0,17	0,17	0,10	0,08	0,15	0,15	0,13	0,12	0,15	0,07
6,94	9,99	8,00	6,02	5,77	3,13	2,89	6,82	7,53	7,71	9,64	6,88	4,65
7,10	6,91	8,06	8,35	8,47	14,90	16,67	6,30	10,10	6,68	3,97	6,94	13,65
5,12	3,03	3,34	3,88	4,41	3,44	2,53	4,75	3,52	4,41	3,64	4,47	3,25
0,06	0,52	0,45	0,68	0,46	1,35	1,36	0,23	1,14	0,43	1,17	0,23	0,19
0,32	0,19	0,22	0,17	0,18	0,21	0,25	0,20	0,20	0,15	0,24	0,23	0,41
10,72	6,10	5,52	3,56	2,73	13,31	13,02	4,82	8,55	4,03	6,16	4,41	13,70
114	179	153	145	82	66	108	46	313	110	270	57	414
72	57	46	40	36	50	30	56	43	39	35	38	48
331	380	220	179	156	353	328	406	177	194	135	281	319
145	97	87	71	63	94	49	97	92	68	49	63	42
24	19	20	21	21	15	16	18	19	20	19	21	18
24	14	14	13	11	15	14	14	17	11	14	14	26
248	242	120	76	40	197	190	181	68	72	61	62	233
3	2	2	1	2	5	7	1	2	1	2	1	2
2	9	6	16	12	47	42	4	24	6	18	5	2
21	890	894	107	632	172	109	217	585	890	122	19	873
23	20	21	26	29	20	14	20	26	28	23	28	13
513	334	354	114	68	178	323	347	375	206	294	261	441
245	197	205	233	260	161	138	205	293	242	224	234	141
19	17	20	20	20	16	18	18	18	18	19	20	16
142	97	96	106	103	99	122	108	109	83	89	86	101
109	92	103	95	90	116	96	102	105	94	132	131	197
0,31	1,10	0,47	1,19	1,01	12,09	3,36	0,36	2,00	1,95	6,28	0,89	1,06
13,83	11,92	14,13	11,89	9,61	9,72	11,17	9,93	10,65	9,17	11,88	11,57	24,66
26,99	24,75	28,23	23,89	20,85	20,19	22,88	21,39	22,50	19,24	24,71	23,03	48,78
3,52	3,16	3,66	3,16	2,88	2,65	3,05	2,86	2,99	2,54	3,21	3,14	6,01
14,68	14,00	15,30	13,95	13,68	11,07	12,91	12,39	12,99	10,94	13,51	13,32	23,63
3,65	3,57	4,12	3,68	3,82	2,79	3,25	3,18	3,20	2,93	3,31	3,35	4,85
1,34	1,30	1,44	1,37	1,44	0,94	1,14	1,20	1,10	1,02	1,16	1,21	1,55
3,99	3,80	4,35	4,56	4,67	3,06	3,54	3,67	3,59	3,38	3,77	3,83	4,46
0,62	0,62	0,67	0,68	0,71	0,47	0,52	0,56	0,52	0,53	0,56	0,57	0,61
3,62	3,77	4,13	4,21	4,44	2,92	3,11	3,39	3,20	3,27	3,44	3,41	3,28
0,70	0,75	0,80	0,83	0,86	0,54	0,57	0,62	0,60	0,62	0,62	0,63	0,58
1,76	1,83	1,97	2,14	2,20	1,40	1,48	1,56	1,54	1,66	1,62	1,64	1,43
0,23	0,24	0,27	0,28	0,28	0,18	0,20	0,20	0,20	0,22	0,21	0,22	0,17
1,45	1,64	1,83	1,89	1,98	1,17	1,27	1,29	1,31	1,42	1,40	1,37	1,07
0,19	0,22	0,23	0,26	0,28	0,16	0,17	0,17	0,17	0,19	0,18	0,18	0,14
2,60	2,54	2,74	2,69	2,63	2,87	2,56	2,66	2,67	2,45	3,25	3,14	4,41
1,14	0,80	0,86	0,67	0,59	0,72	0,69	0,43	0,59	0,59	0,79	0,77	1,33
0,30	0,01	0,01	0,24	0,25	0,25	0,23	0,11	0,17	0,30	0,17	0,28	0,15
0,01	0,03	0,03	0,08	0,05	0,13	0,09	0,03	0,09	0,05	0,12	0,03	0,32
1,88	1,03	1,35	0,71	1,91	4,50	5,61	0,65	1,85	0,92	1,03	0,17	1,72
0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
2,22	1,30	1,48	1,41	1,20	1,38	1,30	1,13	1,56	1,61	1,47	1,30	2,85
0,53	0,39	0,44	0,41	0,35	0,91	1,15	0,32	1,30	0,45	0,46	0,41	0,86

Fortsetzung Tab. 2

Probe			45205	45206	45210	45225	45227	45231a	45231	45233	45236	45237	45238
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts	Kellerwald, tholeiitischer Basalt und Alkalibasalt, Unterkarbon-Zyklus	3508632	3505782	3502062	3501640	3503938	3501427	3501427	3501414	3499054	3498364	3498160
	Hoch		5650803	5649336	5645217	5654480	5655160	5654035	5654035	5653966	5664429	5661804	5660883
SiO_2	Gew.-%		50,57	51,90	48,19	55,89	46,90	47,80	48,66	48,42	44,64	45,23	48,04
TiO_2	Gew.-%		1,80	2,52	1,53	1,45	2,26	1,85	1,82	1,44	1,62	2,05	1,47
Al_2O_3	Gew.-%		16,87	16,28	15,00	14,21	14,62	15,33	15,17	15,41	15,25	15,81	14,79
Fe_2O_3t	Gew.-%		10,57	14,17	11,10	11,19	13,59	13,28	13,02	11,12	12,47	13,07	11,39
MnO	Gew.-%		0,17	0,22	0,20	0,18	0,14	0,21	0,20	0,19	0,16	0,14	0,16
MgO	Gew.-%		3,39	2,82	7,84	4,43	6,25	4,06	4,07	7,71	8,57	7,15	8,73
CaO	Gew.-%		6,52	0,92	6,36	2,36	6,59	8,11	7,83	6,12	6,60	6,28	5,31
Na_2O	Gew.-%		5,86	5,84	4,07	5,38	2,55	5,05	5,26	4,34	3,88	3,80	4,29
K_2O	Gew.-%		0,14	0,12	0,59	0,37	1,84	0,40	0,44	0,53	0,35	0,86	0,61
P_2O_5	Gew.-%		0,40	0,47	0,18	0,47	0,40	0,37	0,38	0,18	0,20	0,27	0,15
L.O.I.	Gew.-%		3,17	4,00	4,55	3,54	4,20	2,58	2,37	3,88	5,45	4,53	4,20
Ba	ppm		80	64	496	195	604	304	324	338	548	148	107
Co	ppm		28	28	40	17	45	41	43	41	56	43	43
Cr	ppm		4	1	260	1	50	301	351	169	337	99	295
Cu	ppm		43	10	71	8	49	67	93	84	104	104	88
Ga	ppm		26	28	19	28	23	21	21	20	19	21	20
Nb	ppm		34	33	14	37	37	25	25	14	12	20	13
Ni	ppm		19	1	127	5	43	90	100	78	167	54	87
Pb	ppm		4	12	12	22	6	12	10	17	8	4	25
Rb	ppm		11	6	11	8	15	11	9	10	9	13	14
S	ppm		10	1509	15	272	500	81	75	661	567	1311	598
Sc	ppm		12	11	25	10	24	24	25	25	26	25	25
Sr	ppm		239	77	562	224	262	548	515	452	616	482	179
V	ppm		171	134	237	45	236	303	296	209	245	259	250
Y	ppm		35	34	20	38	41	24	25	19	16	21	18
Zn	ppm		112	172	111	171	122	127	123	127	106	103	185
Zr	ppm		181	188	90	219	330	106	105	84	94	117	83
Cs	ppm		1,23	0,34	2,11	0,55	2,30	0,42	0,30	1,28	4,05	5,49	3,82
La	ppm		25,91	28,96	12,36	28,19	34,32	21,00	22,00	11,36	11,46	16,51	10,69
Ce	ppm		44,18	50,77	22,06	49,53	61,71	32,05	32,28	20,39	21,33	30,15	19,38
Pr	ppm		5,54	6,37	2,87	6,27	7,87	4,15	4,30	2,65	2,81	3,87	2,56
Nd	ppm		24,68	28,08	12,93	27,67	34,20	18,39	18,90	12,21	12,94	17,82	11,84
Sm	ppm		6,35	6,75	3,40	6,85	7,76	4,34	4,44	3,24	3,22	4,35	3,08
Eu	ppm		2,13	1,89	1,15	1,94	2,58	1,56	1,58	1,21	1,23	1,50	1,07
Gd	ppm		7,71	7,88	4,16	7,49	7,85	4,53	4,58	3,38	3,12	4,15	3,10
Tb	ppm		1,06	1,05	0,61	1,19	1,19	0,71	0,73	0,60	0,53	0,70	0,56
Dy	ppm		6,68	6,59	3,80	7,12	7,30	4,21	4,35	3,66	3,11	4,12	3,35
Ho	ppm		1,25	1,23	0,72	1,33	1,41	0,79	0,82	0,69	0,57	0,76	0,63
Er	ppm		3,52	3,47	2,00	3,79	4,14	2,24	2,31	1,92	1,57	2,12	1,78
Tm	ppm		0,45	0,43	0,25	0,49	0,53	0,26	0,27	0,23	0,19	0,26	0,22
Yb	ppm		2,86	2,75	1,65	3,24	3,57	1,73	1,79	1,54	1,23	1,63	1,41
Lu	ppm		0,40	0,38	0,23	0,44	0,51	0,23	0,24	0,20	0,16	0,22	0,19
Hf	ppm		4,99	5,24	2,53	6,18	8,51	2,86	2,80	2,34	2,56	3,24	2,34
Ta	ppm		1,83	1,73	0,74	1,96	2,06	1,36	1,33	0,75	0,73	1,17	0,62
W	ppm		0,50	1,10	0,36	0,55	0,43	0,60	0,70	0,37	0,26	0,43	0,28
Tl	ppm		0,02	0,05	0,08	0,05	0,07	0,04	0,04	0,06	0,07	0,07	0,07
Pb	ppm		2,87	10,51	10,62	21,02	4,52	11,59	9,80	15,76	6,57	2,58	25,66
Bi	ppm		0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Th	ppm		2,90	3,39	1,58	4,90	3,16	2,24	2,18	1,43	1,08	1,62	1,41
U	ppm		0,75	0,76	0,41	1,27	0,91	0,56	0,52	0,33	0,30	0,46	0,33

45243	45253	45261	45269	45270	45274	45275	45276	45278	45279	45280	45300	45303	45305
3508190	3504694	3507949	3506259	3506567	3501389	3501778	3501805	3501448	3502003	3501951	3506505	3500672	3500983
5658573	5653708	5659936	5659175	5659270	5659277	5658585	5658357	5659313	5659170	5658928	5656695	5659698	5659510
47,33	47,34	41,72	47,81	46,45	48,95	47,80	48,05	47,36	47,22	47,24	44,17	47,33	48,66
3,84	1,75	1,71	1,47	2,00	1,69	1,21	1,22	1,56	1,68	1,44	1,71	1,91	1,43
16,26	15,16	14,42	17,97	14,72	17,19	16,12	15,87	15,36	15,35	16,44	15,26	15,28	15,72
15,52	12,49	11,71	10,16	11,14	10,11	10,73	10,97	11,97	11,09	10,21	12,80	13,31	10,50
0,10	0,18	0,14	0,15	0,15	0,14	0,15	0,13	0,14	0,17	0,15	0,17	0,18	0,14
3,54	6,46	4,61	4,59	5,25	4,90	7,63	7,57	6,87	7,24	6,68	10,75	5,29	7,20
0,95	6,94	13,57	8,05	7,91	7,16	7,72	7,54	9,05	8,24	8,58	4,67	7,24	6,46
1,44	3,67	3,56	4,46	5,02	4,07	2,57	2,85	2,40	3,42	3,79	2,39	4,51	3,93
4,76	1,32	0,15	0,80	0,28	1,30	0,90	1,03	0,58	0,99	0,47	0,66	0,10	1,01
0,53	0,27	0,24	0,20	0,28	0,16	0,12	0,12	0,15	0,18	0,16	0,26	0,25	0,16
4,95	3,57	7,34	3,74	5,90	3,61	4,19	3,77	3,63	3,53	3,88	6,55	3,77	4,14
395	636	102	174	213	239	129	147	116	216	141	200	61	278
49	39	45	33	39	32	47	44	45	40	39	54	39	41
32	123	155	114	142	108	242	240	209	191	316	305	105	305
65	102	66	84	113	89	114	95	102	91	66	88	89	78
29	20	23	21	21	22	20	20	21	21	21	21	21	19
45	16	20	13	21	9	7	8	9	10	11	17	17	12
26	61	113	42	88	41	124	122	85	89	93	208	59	94
7	2	3	4	3	8	30	3	3	27	5	2	11	62
46	11	4	18	6	26	25	28	19	26	12	13	6	28
316	637	164	629	607	192	596	685	363	509	134	760	10	207
28	24	21	23	21	26	24	25	30	31	30	22	25	26
35	510	126	473	372	705	311	365	254	753	632	245	645	496
353	235	242	208	226	277	212	208	253	287	238	232	240	244
42	21	21	18	20	24	17	17	21	20	19	19	24	18
255	102	105	84	103	102	109	88	105	122	88	104	137	171
281	128	109	97	136	101	75	82	89	109	107	117	135	89
3,95	1,77	0,61	15,79	1,33	2,53	3,07	3,36	2,30	3,04	2,60	5,59	13,67	2,31
32,45	17,19	16,43	12,49	19,26	11,39	9,93	10,58	9,11	11,99	11,93	15,78	15,61	10,69
60,77	30,41	27,90	23,08	33,75	21,24	18,58	19,90	18,53	22,91	22,18	28,51	27,73	19,43
8,02	3,87	3,67	3,03	4,31	2,89	2,39	2,55	2,51	3,02	2,87	3,59	3,62	2,59
36,36	17,34	16,51	14,05	19,19	13,45	11,03	11,75	11,96	14,02	13,22	15,77	16,44	11,68
8,14	4,19	4,04	3,56	4,56	3,58	2,82	3,00	3,26	3,57	3,33	3,88	4,25	3,07
2,65	1,82	1,39	1,39	1,68	1,51	1,11	1,18	1,20	1,42	1,22	1,31	1,54	1,12
7,18	3,70	3,32	2,88	3,63	3,03	2,36	2,40	2,49	2,78	2,52	4,00	4,85	3,47
1,31	0,75	0,73	0,67	0,83	0,78	0,57	0,62	0,70	0,75	0,69	0,62	0,77	0,56
7,62	4,25	4,23	3,77	4,41	4,74	3,39	3,52	4,10	4,08	3,75	3,76	4,63	3,38
1,47	0,79	0,79	0,69	0,79	0,92	0,62	0,65	0,78	0,77	0,70	0,69	0,88	0,65
4,16	2,22	2,23	1,94	2,20	2,59	1,81	1,91	2,24	2,24	2,06	1,89	2,40	1,81
0,50	0,27	0,27	0,23	0,25	0,32	0,22	0,23	0,28	0,26	0,25	0,23	0,29	0,23
3,17	1,76	1,81	1,58	1,71	2,32	1,53	1,64	1,92	1,80	1,64	1,45	1,85	1,45
0,43	0,24	0,25	0,21	0,23	0,31	0,20	0,22	0,26	0,24	0,22	0,20	0,25	0,20
7,94	3,41	3,07	2,57	3,81	2,85	2,18	2,33	2,64	2,97	2,87	3,20	3,74	2,57
2,66	0,97	1,03	0,71	1,19	0,52	0,38	0,42	0,47	0,60	0,62	0,96	1,00	0,66
0,53	0,22	0,27	0,19	0,40	18,43	0,57	1,72	8,59	1,04	1,24	1,14	5,58	2,34
0,16	0,06	0,02	0,07	0,05	0,13	0,11	0,12	0,15	0,11	0,05	0,18	0,03	0,09
6,08	1,03	2,89	3,49	1,98	7,60	33,85	1,85	2,70	34,88	4,17	0,78	9,23	59,48
0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
2,94	1,64	1,67	1,23	1,63	1,40	1,39	1,56	1,14	1,19	1,23	1,49	1,50	1,43
0,64	0,48	0,56	0,33	0,57	0,33	0,31	0,35	0,33	0,31	0,33	0,45	0,42	0,35

Fortsetzung Tab. 2

Probe		45369	45370	45371	45373	45374	45382	45383	45386	45391	45394	45397
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts	3505834	3505250	3505326	3504251	3503959	3505120	3504986	3505957	3505788	3506105	3508484
	Hoch	5654129	5654486	5654904	5655954	5655658	5658790	5658904	5658116	5657852	5658497	5659025
SiO_2	Gew.-%	47,75	44,21	38,62	41,87	41,89	45,65	44,94	46,31	48,32	45,44	44,01
TiO_2	Gew.-%	1,81	1,64	2,84	2,49	3,23	2,81	2,90	2,14	1,47	2,93	2,91
Al_2O_3	Gew.-%	14,77	14,46	14,56	14,41	14,09	13,85	15,77	15,83	15,07	14,22	15,52
Fe_2O_3t	Gew.-%	11,67	13,10	14,53	12,91	14,46	14,85	13,78	13,09	11,67	15,63	13,21
MnO	Gew.-%	0,16	0,15	0,11	0,08	0,20	0,13	0,10	0,16	0,15	0,17	0,13
MgO	Gew.-%	6,30	7,62	5,84	4,62	3,40	6,59	6,54	5,21	7,39	4,93	5,78
CaO	Gew.-%	8,79	7,49	8,58	7,87	7,21	3,78	3,25	7,05	6,95	8,32	5,47
Na_2O	Gew.-%	4,08	3,77	3,26	2,13	3,54	3,91	4,46	3,90	2,95	2,99	4,02
K_2O	Gew.-%	0,22	0,51	1,13	2,20	0,71	0,81	0,57	1,15	1,25	1,43	1,15
P_2O_5	Gew.-%	0,25	0,25	0,46	0,45	0,46	0,59	0,48	0,27	0,14	0,19	0,51
L.O.I.	Gew.-%	3,43	5,88	9,13	9,99	9,85	6,10	6,26	3,94	4,11	3,07	6,53
Ba	ppm	103	235	174	173	98	308	180	146	179	467	129
Co	ppm	41	50	42	42	37	43	44	37	44	49	50
Cr	ppm	166	261	27	37	11	23	42	66	200	11	39
Cu	ppm	39	82	27	40	48	42	59	101	97	153	44
Ga	ppm	23	21	23	24	25	24	25	24	19	24	23
Nb	ppm	20	15	36	35	37	40	38	18	8	13	35
Ni	ppm	97	213	27	32	20	25	28	32	76	27	39
Pb	ppm	1	2	4	5	10	9	3	5	4	5	3
Rb	ppm	5	10	9	20	15	14	8	15	22	33	13
S	ppm	456	101	856	1085	748	320	276	358	35	258	246
Sc	ppm	27	23	30	29	26	28	30	26	30	33	31
Sr	ppm	513	285	92	90	176	368	280	293	275	473	184
V	ppm	260	230	299	266	291	253	310	284	249	603	305
Y	ppm	22	19	33	40	41	48	44	25	21	20	39
Zn	ppm	92	105	134	163	191	183	156	114	104	124	119
Zr	ppm	105	110	238	280	249	287	275	146	93	105	233
Cs	ppm	1,70	4,13	2,37	6,99	1,34	3,84	0,48	1,73	2,75	6,38	1,66
La	ppm	14,50	13,68	30,26	30,36	28,82	35,99	32,77	15,63	8,58	11,88	24,14
Ce	ppm	27,49	27,42	60,45	62,50	59,20	73,80	66,47	32,25	18,61	24,56	54,23
Pr	ppm	3,60	3,57	7,87	8,31	7,94	9,98	8,92	4,34	2,61	3,37	7,58
Nd	ppm	15,28	14,95	32,30	34,74	33,22	41,82	36,75	18,70	11,63	15,04	32,65
Sm	ppm	3,92	3,77	7,39	8,17	7,98	9,75	8,49	4,74	3,23	3,96	7,46
Eu	ppm	1,39	1,25	2,32	2,46	2,43	2,33	2,29	1,60	1,11	1,43	2,29
Gd	ppm	4,35	4,02	7,37	8,11	8,15	10,04	8,70	5,35	3,82	4,57	7,29
Tb	ppm	0,54	0,50	0,87	0,98	1,00	1,17	1,05	0,64	0,49	0,55	0,88
Dy	ppm	3,30	2,98	5,30	6,07	6,24	7,02	6,38	3,83	3,04	3,25	5,33
Ho	ppm	0,61	0,55	0,99	1,17	1,20	1,38	1,26	0,73	0,60	0,62	1,04
Er	ppm	1,63	1,45	2,69	3,19	3,31	3,80	3,42	1,92	1,62	1,59	2,79
Tm	ppm	0,26	0,23	0,43	0,52	0,55	0,63	0,57	0,31	0,27	0,25	0,45
Yb	ppm	1,63	1,43	2,75	3,38	3,55	4,04	3,62	1,92	1,68	1,58	2,77
Lu	ppm	0,23	0,20	0,38	0,47	0,51	0,57	0,51	0,26	0,24	0,22	0,39
Hf	ppm	2,87	2,93	6,01	7,20	6,61	7,38	7,19	3,79	2,51	2,92	6,10
Ta	ppm	1,12	0,90	2,19	2,15	2,09	2,42	2,35	1,08	0,40	0,79	2,21
W	ppm	0,27	0,25	0,30	0,22	0,35	0,48	1,18	0,31	0,29	0,24	0,40
Tl	ppm	0,04	0,06	0,07	0,10	0,04	0,10	0,06	0,06	0,11	0,15	0,07
Pb	ppm	0,19	0,86	3,37	4,66	8,42	6,56	2,55	2,20	1,97	4,18	1,70
Bi	ppm	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
Th	ppm	1,79	1,50	3,26	2,94	2,52	3,34	3,19	2,00	1,36	1,35	2,98
U	ppm	0,44	0,49	0,89	0,90	0,70	0,90	0,87	0,52	0,28	0,35	0,99

45400	45242	45379	45388	45399		45212	45214	45215	45372
3502110	3507467	3507162	3505481	3501950		3501636	3501633	3503545	3503592
5655650	5661346	5661560	5658595	5655758		5656767	5657126	5656496	5653522
39,62	46,92	47,82	42,98	45,06		40,36	38,22	38,92	38,62
3,38	1,85	1,88	2,40	1,84		0,64	0,46	0,52	0,71
14,72	15,97	15,53	13,91	14,64		6,69	5,27	6,53	7,47
14,90	10,68	10,41	14,59	12,83		14,97	14,91	14,48	15,18
0,14	0,15	0,15	0,19	0,14		0,19	0,18	0,19	0,20
2,80	7,81	6,40	9,24	8,82		24,12	26,86	24,51	22,36
8,32	3,66	6,19	5,77	4,85		3,35	3,50	4,34	3,95
2,35	4,05	3,77	2,94	3,64		0,58	0,22	0,12	0,10
1,21	1,69	2,10	1,11	1,09		0,58	0,17	0,19	0,11
0,47	0,43	0,43	0,39	0,52		0,08	0,05	0,05	0,12
11,31	5,86	4,53	5,76	5,67		7,56	8,26	9,23	10,18
97	239	324	285	281		90	16	30	105
48	35	38	58	50		121	127	120	111
31	116	96	179	288		1101	1185	1469	1234
52	110	98	60	71		209	138	136	51
26	21	22	21	22		9	7	8	11
37	29	28	27	33		6	4	4	7
32	78	73	174	204		1246	1353	1136	914
5	8	9	5	2		11	3	2	2
20	24	42	16	23		27	9	12	11
248	364	722	498	10		461	347	428	10
29	20	22	14	19		14	15	14	12
123	466	298	460	824		72	17	27	31
322	205	219	177	157		114	94	108	111
38	21	22	15	19		9	6	7	8
152	103	163	128	141		133	88	97	102
248	191	197	183	220		45	27	29	50
4,43	3,01	6,66	5,61	4,46		12,86	8,26	12,75	19,45
27,37	26,89	23,34	22,33	27,76		5,13	3,04	3,34	5,74
56,42	46,68	44,98	44,68	49,96		9,59	5,85	6,35	11,63
7,61	5,64	5,72	5,84	6,42		1,23	0,77	0,85	1,51
32,70	24,21	22,83	24,24	25,82		5,70	3,67	3,92	6,36
7,43	5,20	5,21	5,44	5,30		1,50	1,00	1,07	1,63
2,22	1,76	1,67	1,85	1,64		0,52	0,36	0,40	0,56
7,30	4,52	5,17	5,23	4,69		1,84	1,21	1,35	1,80
0,91	0,78	0,59	0,54	0,53		0,27	0,19	0,20	0,22
5,55	4,27	3,40	2,79	2,88		1,70	1,20	1,30	1,38
1,09	0,77	0,62	0,46	0,51		0,32	0,23	0,25	0,26
2,96	2,19	1,61	1,07	1,32		0,91	0,66	0,73	0,69
0,49	0,25	0,25	0,15	0,20		0,12	0,09	0,09	0,11
3,16	1,62	1,54	0,87	1,22		0,79	0,58	0,64	0,71
0,45	0,22	0,21	0,11	0,17		0,11	0,08	0,09	0,10
6,54	4,89	4,94	4,57	5,53		1,33	0,76	0,82	1,23
2,29	1,81	1,76	1,75	2,16		0,26	0,13	0,14	0,34
0,26	0,32	0,36	0,25	0,21		0,31	0,13	0,22	0,07
0,07	0,08	0,14	0,08	0,11		0,24	0,07	0,09	0,32
4,82	6,97	7,33	3,18	1,39		10,83	1,50	1,03	0,76
0,01	0,01	0,02	0,02	0,02		0,02	0,01	0,01	0,01
2,56	2,63	2,59	1,98	2,91		0,75	0,43	0,49	0,67
0,64	0,85	0,84	0,64	0,89		0,21	0,10	0,10	0,18

Kellerwald, Pikrit, Unterkarbon-Zyklus

Tab. 3: Geochemische Analysen von Vulkaniten aus der Gießen-Decke und der Steinhorn-Decke des Lahn-Dill-Gebietes.

Probe			44462	44463	44464	44465	44466		48489
Gauß-Krüger Koordinaten	Rechts	Lahn-Dill-Gebiet, Krofdorf-Formation, Gießen-Decke, MORB, Emsium	3461538	3461750	3462417	3461697	3465065	Lahn-Dill-Gebiet, Damm-Mühle-Formation, Steinhorn-Decke, Andesit, Emsium	3478702
	Hoch		5591337	5590935	5592489	5592967	5592558		5628899
SiO_2	Gew.-%		45,90	46,54	46,36	47,55	48,49		37,73
TiO_2	Gew.-%		1,02	1,48	1,21	1,20	1,15		1,72
Al_2O_3	Gew.-%		11,77	12,88	15,91	14,75	14,63		12,46
Fe_2O_3t	Gew.-%		5,02	7,34	9,56	9,62	10,34		7,08
MnO	Gew.-%		0,11	0,15	0,15	0,16	0,15		0,63
MgO	Gew.-%		4,49	5,36	8,59	6,43	8,01		2,52
CaO	Gew.-%		13,10	10,14	9,74	10,37	9,37		16,13
Na_2O	Gew.-%		4,83	4,75	2,85	4,30	3,50		4,63
K_2O	Gew.-%		0,18	0,14	0,74	0,05	0,07		0,45
P_2O_5	Gew.-%		0,10	0,14	0,09	0,09	0,08		0,15
L.O.I.	Gew.-%		12,86	10,44	4,34	5,08	3,99		ca. 15
Ba	ppm		32	31	40	45	29		177
Co	ppm		38	51	46	48	45		22
Cr	ppm		439	426	297	334	290		70
Cu	ppm		63	61	101	98	108		20
Ga	ppm		10	12	16	14	14		14
Nb	ppm		4	6	3	2	3		12
Ni	ppm		186	203	100	50	76		50
Pb	ppm		10	29	4	1	2		8
Rb	ppm		4	3	18	2	3		14
S	ppm		647	884	464	303	71		10
Sc	ppm		28	38	38	41	42		25
Sr	ppm		223	229	85	174	110		516
V	ppm		199	273	240	263	276		225
Y	ppm		19	42	29	27	29		20
Zn	ppm		88	97	67	71	75		53
Zr	ppm		69	103	76	76	67		115
Cs	ppm		1,55	2,02	1,09	0,63	0,30		1,68
La	ppm		3,20	5,59	2,20	2,53	2,29		30,16
Ce	ppm		7,55	12,91	6,45	7,08	6,16		75,46
Pr	ppm		1,18	2,07	1,21	1,27	1,12		9,78
Nd	ppm		6,28	11,37	7,27	7,51	6,69		42,63
Sm	ppm		1,93	3,74	2,70	2,66	2,51		10,04
Eu	ppm		0,67	1,39	1,00	1,07	1,00		2,50
Gd	ppm		2,46	5,16	3,71	3,67	3,54		8,57
Tb	ppm		0,43	0,91	0,66	0,65	0,64		1,56
Dy	ppm		2,98	6,07	4,44	4,38	4,40		9,34
Ho	ppm		0,64	1,27	0,92	0,91	0,93		1,85
Er	ppm		2,04	3,75	2,77	2,74	2,83		4,98
Tm	ppm		0,28	0,48	0,37	0,37	0,38		0,66
Yb	ppm		2,04	3,21	2,52	2,50	2,61		4,28
Lu	ppm		0,30	0,45	0,35	0,36	0,38		0,58
Hf	ppm		1,92	2,79	2,08	2,05	1,85		6,57
Ta	ppm		0,09	0,23	0,07	0,06	0,05		0,73
W	ppm		0,92	1,14	0,90	3,89	1,82		0,28
Tl	ppm		0,02	0,06	0,09	0,02	0,01		0,07
Pb	ppm		9,48	29,10	1,67	0,57	1,27		9,53
Bi	ppm		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		0,05
Th	ppm		0,17	0,29	0,07	0,06	0,10		2,75
U	ppm		0,24	0,11	0,03	0,10	0,06		1,25

Geol. Jb. Hessen **141**: 247–265, 25 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2024

Holger G. Adelmann[1]

Hydrothermal gebildetes Gold auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks

Kurzfassung

Seit einer frühen Bearbeitung durch Hüttenhain (1932) wurden keine umfassenden Untersuchungen mehr publiziert, welche die hydrothermale Genese, Paragenese, und räumliche Verbreitung des Goldes auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks zum Inhalt haben. Die Monographie von Fenchel et al. (1985) stellt diesbezüglich weitgehend eine Zusammenfassung älterer Erkenntnisse von Hüttenhain und seinen Doktoranden (z.B. Gies 1967, Rao 1967) dar. Darin findet die schon von Hüttenhain postulierte Abscheidung einer „Au-Bi-Paragenese" mit Bismuthinit, ged. Wismut und ged. Gold im Anschluss an die Bildung der „Nickelglanze" Erwähnung. Diese Paragenese wird als örtlich begrenzt und recht selten beschrieben.

Es werden nun, fast 100 Jahre nach Hüttenhains Untersuchungen, aktuelle Funde und Befunde vorgestellt, welche die Assoziation des hydrothermalen Goldes in den verschiedenen Mineralisationsphasen und Paragenesen des Untersuchungsbereiches neu beleuchten und die Beziehungen zu anderen hydrothermal gebildeten Mineralen aufzeigen. Die Befunde werden in Bezug gesetzt zu den Goldvererzungen im Eisenberg (Goldhausen, Hessen) und in der Silberkuhle (Korbach, Hessen). Es zeigt sich, dass im Untersuchungsgebiet ganz eindeutig der präsideritische Ullmannit der frühen Hauptphase der variszischen Hauptmineralisation die höchste Assoziation mit hydrothermal abgeschiedenem Gold aufweist. In dieser Phase ist auch der Höhepunkt der hydrothermalen Goldabscheidung auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks anzusetzen.

Abstract

Since the early work by Hüttenhain (1932) no major up to date results have been published on the hydrothermal genesis, deposition, and regional distribution of elementary gold in the veins of the Siegerland-Wied ore district. The monograph by Fenchel et al. (1985) largely summarises older paragenetic insights from Hüttenhain and his doctoral students (e.g. Gies 1967, Rao 1967). Fenchel et al. (1985) mention, similar to Hüttenhain back in 1932, a distinct „Au-Bi-paragenesis" with bismuthinite, elementary bismuth, and elementary gold in close association.

The current paper presents, almost 100 years after the work by Hüttenhain, new findings and insights to attempt a better understanding of the culmination of the hydrothermal gold deposition across the different hydrothermal mineralisation phases within the Siegerland-Wied ore district and its paragenetic association with other minerals of hydrothermal origin. The findings will be compared to the gold mineralisations in the Eisenberg (Goldhausen, Hesse) and Silberkuhle (Korbach, Hesse). It is evident from the current research that in the Siegerland-Wied ore district, ullmannite from the early main phase of the variscan core mineralisation („variszische Hauptmineralisation") has the highest association with elementary gold and that this phase likely represents the culmination of the hydrothermal gold deposition in the veins of the Siegerland-Wied ore district.

[1] Dr. Holger G. Adelmann, Schillerstr. 11a, D-50968 Köln; E-Mail: holger.adelmann@t-online.de

Inhalt

1 Einleitung 248
2 Literatur-Review 250
2.1 Vorphase der variszischen Hauptmineralisation („Quarz-Kobalt-Gänge") 250
2.2 Hauptphase der variszischen Hauptmineralisation („Siderit-Quarz-Gänge") 250
2.3 Sulfidphase der variszischen Hauptmineralisation („Zinkblende-Bleiglanz-Gänge") 251
2.4 Rejuvenationsphase (spätvariszisch) 251
2.5 Antimonit-Paragenese (vermutlich spätvariszisch) 251
2.6 Postvariszische Phasen / Paragenesen 252
3 Ergebnisse 252
3.1 Vorphase 253
3.2 Hauptphase 253
3.3 Sulfidphase 254
3.4 Rejuvenationsphase 259
3.5 Antimonit-Paragenese 260
3.6 Postvariszische Mineralisationen 260
4 Diskussion 261
4.1 Gold in der variszischen Hauptmineralisation 261
4.2 Gold in den spät- und postvariszischen Mineralisationen 263
5 Zusammenfassung und Schlussfolgerung 263
6 Schriftenverzeichnis 264

1 Einleitung

Im Siegerländer Erzbezirk, zu dem das Erzrevier an der Wied gehört, wurden seit ca. 2500 Jahren Erze abgebaut. Neben Siderit aus hydrothermalen Ganglagerstätten traten Buntmetallerze deutlich untergeordnet auf. Der Siegerländer Erzbezirk ist das bedeutendste Erzrevier im Rheinischen Schiefergebirge und stellt mit mehr als 220 Mio. t abgebautem Eisenerz die größte Lagerstätte dieses Typs auf der Erde dar (Oesterreich 2017).

Im Rheinischen Schiefergebirge sind nennenswerte Goldfunde bisher hauptsächlich in Form von Seifengold aus den Nebenflüssen der Eder bekannt geworden, welches seinen Ursprung wohl im nahen Goldvorkommen des Eisenberges bei Goldhausen in Hessen hat. Im Eisenberg hat nennenswerter Bergbau auf Gold stattgefunden (Kulick et al. 1997). Ein weiteres Goldvorkommen in der Silberkuhle bei Korbach, ebenfalls Hessen, wurde von Jäger (1997) genetisch untersucht und als eigenständige postvariszische Bildung interpretiert.

In einer frühen Arbeit beschreibt Hüttenhain (1932) hydrothermales Gold in den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks. Er unterscheidet zum einen „Schwarzgold" im Pyrit der frühesten hydrothermalen Abscheidungen sowie „Freigold" in einer „Au-Bi-Paragenese" mit Bismuthinit und ged. Wismut. In der früheren Literatur wird der Begriff „Schwarzgold" für nur analytisch fassbares, mikroskopisch jedoch nicht sichtbares Gold genannt. Heute verwendet man hierfür den Begriff *„invisible gold"*. Die Begriffe „Berggold" und „Freigold" werden hingegen synonym für zumindest mikroskopisch sichtbares ged. Gold verwendet.

Hydrothermal abgeschiedenes Gold ist in den Gängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks nie häufig, aber vom SW (Gruben an der Wied, z. B. Grube Petersbach bei Eichelhardt) über das Siegerländer Kernrevier (Siegen und das SW anschließende Siegerland), bis in den Bereich um Beienbach NE Siegen (Grube Schnellenberg) weit verbreitet (Fenchel et al. 1985). Hydrothermales Gold ist im Revier Müsen-Littfeld und im gesamten Müsener Horst nördlich Siegen jedoch kaum anzutreffen. Der Bereich Müsen-Littfeld ist bei den Nickelglanzen durch ein Zurücktreten des Ullmannits gegenüber dem Gersdorffit gekennzeichnet, auch sind Wismuterze hier selten anzutreffen.

Das aktuell bearbeitete Untersuchungsgebiet erstreckt sich vom SW des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks (Grube Georg bei Willroth, Grube Petersbach bei Eichelhardt) über das Siegerländer Kernrevier bis in den NE des Bezirks im Bereich Müsen-Littfeld und schließt noch die Grube Gonderbach (Fischelbach, Bad Laasphe) im äußersten Osten des Siegerlandes ein (Abb. 1).

Im Untersuchungsgebiet unterscheidet man mehrere, aufeinander folgende hydrothermale Phasen, welche lokal typische Erz-Paragenesen gebildet haben (Abb. 2). Setzt man die Entstehungsperioden der Erzlagerstätten in zeitlichem Bezug zu der variszischen Orogenese im oberen Karbon, so kann auf-

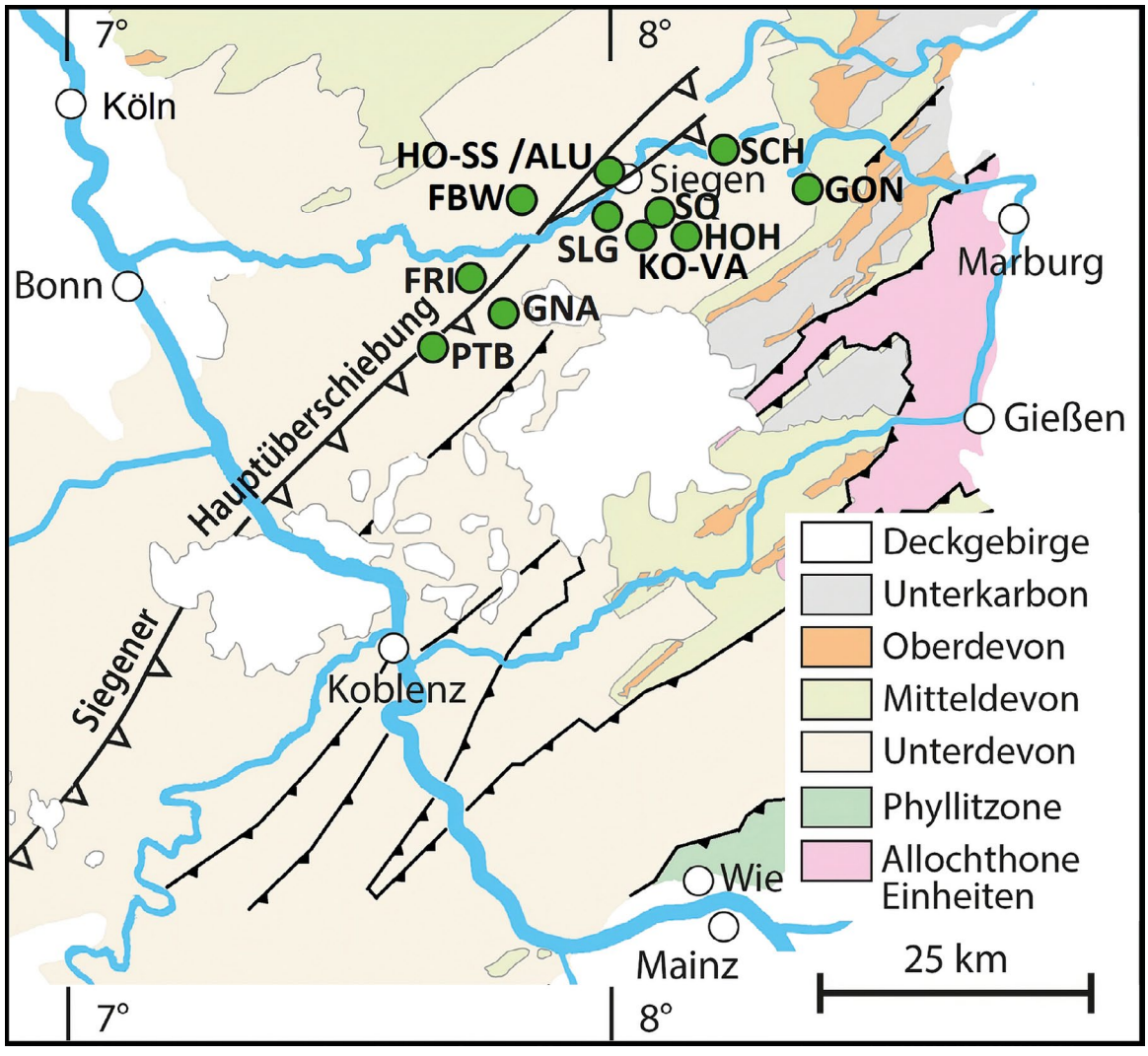


Abb. 1: Lage der im Text erwähnten Gruben. GNA = Grüne Au (Schutzbach), HOH = Hohle(r)stein (Siegen), SLG = Schlänger & Eichert, (Eiserfeld), KO-VA = Kohlenbach/Ver. Alma (Eiserfeld), ALU = Alte Lurzenbach (Gosenbach), HO-SS = Honigsmund-Hamberg/Storch & Schöneberg (Gosenbach), SQ = Silberquelle (Obersdorf), FRI = Friedrich (Wissen), PTB = Petersbach (Eichelhardt), FBW = Fischbacherwerk (Nd.-Fischbach), SCH = Schnellenberg (Beienbach), GON = Gonderbach (Fischelbach).

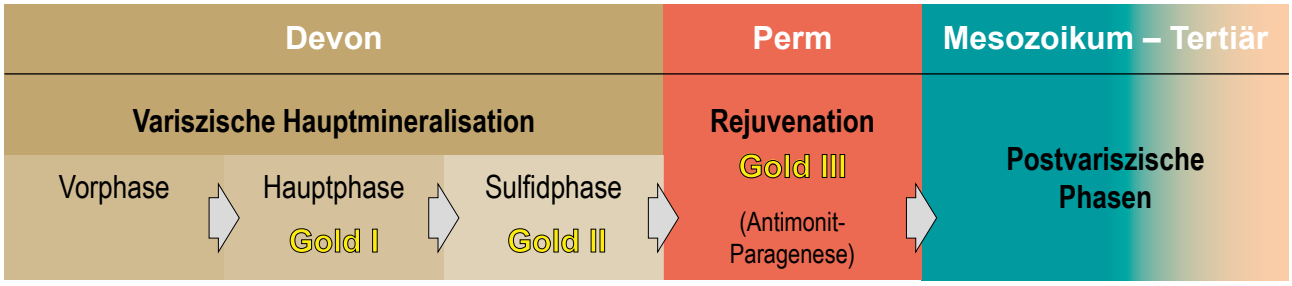


Abb. 2: Schema der Mineralisationsabfolge im Untersuchungsgebiet: **Variszische Hauptmineralisation** (vermutlich präorogen im Devon, [Kirnbauer & Hucko 2011]), **Rejuvenation** (neue hydrothermale Zufuhr, vermutlich spätvariszisch im Perm [Adelmann 2021]), **Antimonit-Paragenese** (eigenständige, möglicherweise spätvariszische hydrothermale Bildungen mit allerdings noch nicht näher geklärtem Alter, [Kirnbauer & Hucko 2011]), **Postvariszische Paragenesen** (mehrere hydrothermale Phasen, lokal stark diversifiziert, vom Mesozoikum bis Tertiär, [Schaeffer 1984; Kirnbauer & Hucko 2011]). Die Angaben von Gold I, II, und III im Schema beziehen sich auf die paragenetischen Angaben in Fenchel et al. 1985: 114, s. Text.

grund tektonostratigraphischer und textureller Merkmale eine grobe Klassifizierung in **präorogene**, **synorogene sowie postorogene (= postvariszische) Bildungen** vorgenommen werden. In älteren Arbeiten wurde davon ausgegangen, dass die Gangöffnungen im Siegerland während der variszischen Deformation gebildet und unmittelbar nachfolgend hydrothermal mineralisiert wurden, daher wird hier meist von „variszischen" Mineralisationen gesprochen. Nach neuen Befunden (z. B. Kirnbauer et al. 1998: 86) muss aber davon ausgegangen werden, dass ein Großteil der frühen Mineralisation, der sogenannten **variszischen Hauptmineralisation**, bereits präorogen d. h. vor der eigentlichen Faltung des Rheinischen Schiefergebirges stattgefunden hat (Kirnbauer & Hucko 2011: 285).

Im paragenetischen Teil von Fenchel et al. (1985) ist die hydrothermale **Hauptmineralisation** in mehrere Phasen gegliedert: Nach einer katathermen **Vorphase** („Kobalt-Quarz-Gänge") kam es zur wirtschaftlich sehr bedeutenden **Hauptphase** („Siderit-Quarz-Gänge"), danach bildete sich noch eine **Sulfidphase** („Zinkblende-Bleiglanz-Gänge"). Der Hauptmineralisation folgen einige jüngere Nachphasen (**Rejuvenationsphase**, **Antimonitphase**, **Paragenese der alpinotypen Zerrklüfte**, **Quarz-Ankerit-Phase**, **Quarz-Kupferkies-Phase**, **Bleiglasurerzphase**). Hinzu kommen räumlich sehr begrenzte, offenbar ebenfalls jüngere **Zinnober-Mineralisationen** (Übersicht in Kirnbauer & Hucko 2011).

2 Literatur-Review

Zum Vorkommen von Gold in den verschiedenen hydrothermalen Phasen im Untersuchungsgebiet gibt die Literatur folgendes Bild:

2.1 Vorphase der variszischen Hauptmineralisation („Quarz-Kobalt-Gänge")

In dieser ältesten hydrothermalen Phase im Untersuchungsgebiet kam es im Wesentlichen zur Abscheidung von Pyrit, gefolgt von Erzen der Kobalt-Arsenkies-Reihe und zuletzt Quarz. Hüttenhain (1932) vermutet „Schwarzgold" submikroskopisch im idiomorph kristallisierenden Pyrit des „*ältesten hydrothermalen Bildungszyklus der Gangmineralien*" und gibt einen Goldgehalt des "idiomorphen Pyrits" von 6,23 g/t an (Analyse Dr. Frick, Metallhüttenmännisches Institut der Bergakademie Clausthal). Hüttenhain (1932: 294) beschreibt weiterhin in Körnern vorkommendes Gold, welches mit der lamellaren Magnetkies-Markasit-Pyrit Paragenese assoziiert ist. Letztere Paragenese wird von Hüttenhain altersmäßig nicht klar abgegrenzt, von Gies (1970) und Fenchel et al. (1985:65) wird diese jedoch der Vorphase zugeordnet. Freigold in der Magnetkies-Markasit-Pyrit Paragenese ist von den Gruben Ameise, Eisernhardter Tiefbau, Füsseberg, Große Burg, Stahlberg, und Stahlseifen-Heinrichsglück beschrieben (Hüttenhain 1932).

Wettig (1974: 81) erwähnt Goldgehalte in den Erzen der Kobaltgrube Philippshoffnung bei Siegen aus *„Analysen von Erzkonzentraten von 1931"*, er bezieht sich hierbei vermutlich auf Untersuchungen von Kobalterzhaufwerk, die die Gewerkschaft Philippshoffnung bei Siegen bei der Friedr. Krupp AG in Magdeburg in Auftrag gab (Anonymus 1931); der Krupp-Bericht beschreibt mikroskopisches Gold, die Hauptmenge des Goldes sei an den Arsen- bzw. Schwefelkies gebunden. Die chemische Untersuchung ergab 3,6 g Feingold je t Haufwerk. Die Bergrevierbeschreibung (Hundt et al. 1887: 181 f) erwähnt von dort noch kein Gold. Auch in den Auszügen aus dem Zechenbuch der Grube Philippshoffnung bei Siegen von Januar 1838 bis September 1873 findet sich kein Hinweis auf Gold in Erzkonzentraten. Von Schnabel wurde Kobaltin der Grube Philippshoffnung analysiert (Kenngott 1852), Gold wird in der Analyse nicht angegeben.

2.2 Hauptphase der variszischen Hauptmineralisation („Siderit-Quarz-Gänge")

In der „Hauptphase" kam es nach Fenchel et al. (1985) zunächst zu einer mengenmäßig sehr untergeordneten Abscheidung von Nickelerzen wie Nickelin NiAs, der „Nickelglanze" Ullmannit NiSbS und Gersdorffit NiAsS, sowie ganz vereinzelt auch Breithauptit NiSb, bevor Siderit und Quarz mineralisierten. Die letztgenannten Minerale stellen mengenmäßig den ganz überwiegenden Teil der Hauptphasen-Mineralisation dar. Die aktuellen Untersuchungen stützen die angegebene Mineralisations-Reihenfolge der Hauptphase mit Ausnahme der paragenetischen Stellungen von Nickelin und Breithauptit, welche als noch nicht geklärt anzusehen sind.

Nach Hüttenhain wurde ged. Gold auf Spaltrissen von As-

Sb- und „Bi-Nickelglanzen" gefunden, diese sog. „Korynit-Paragenese" (HÜTTENHAIN 1932: 294) ist mit der Hauptphase der präorogenen Hauptmineralisation assoziiert (zum Korynit s. 3.2). FENCHEL et al. (1985: 78) erwähnen „Gold I" der Hauptphasen-Mineralisation als „Freigold" in Spaltrissen der „Nickelglanze" und führen weiterhin aus, dass das an Pyrit-Markasit-Lamellen der Vorphase angelagerte Gold eine spätere Abscheidung der Hauptphase sein könnte (Fenchel et al. 1985: 78). WETTIG (1974: 89) zitiert weitgehend die älteren Untersuchungen und erwähnt Gold („Gold I") in der „Eisenspatphase" (= Hauptphase).

2.3 Sulfidphase der variszischen Hauptmineralisation („Zinkblende-Bleiglanz-Gänge")

Für die Paragenese der „Zinkblende-Bleiglanz-Gänge" (Sulfidphase) geben FENCHEL et al. (1985) etwas vereinfacht die folgende Reihenfolge der paragenetischen Abscheidungen an:

Eisensulfide (Pyrit, Markasit, Bravoit), gefolgt von Ni-Co-Bi-Sulfiden (Siegenit, Polydymit, Bismuthinit, ged. Bi, Hauchecornit, Millerit), gefolgt von Zinkblende, Kupferkies, Fahlerz, Bournonit, und schließlich Bleiglanz. Die aktuellen Untersuchungen stützen diese generelle Mineralisations-Reihenfolge.

HÜTTENHAIN (1932: 286) berichtet über die erstmalige Beobachtung von ged. Gold („Freigold") in einem Erzanschliff, das Gold fand sich hier in enger Vergesellschaftung mit Wismut- und Nickelerzen wie Bismuthinit Bi_2S_3, Hauchecornit Ni_9BiSbS_8, und Millerit NiS („Hauchecornit-Millerit-Paragenese" nach Hüttenhain) in Proben des berühmten Millerit-Hauchecornit Trums von der Grube Friedrich bei Wissen, in welchem Scheibe (1888) erstmals das Mineral Hauchecornit beschrieb. FENCHEL et al. (1985: 88) erwähnen „Gold II" in der Sulfidphasen-Paragenese ebenfalls mit mit den genannten Ni- und Bi-Sulfiden assoziiert. Nach Fenchel et al. ist dieses umschriebene Millerit-Hauchecornit Trum auf eine hydrothermale Umsetzung vorbestehenden Ullmannits zurückzuführen. WETTIG (1974: 89) zitiert weitgehend die älteren Untersuchungen und erwähnt Gold („Gold II") in der „Blei-Zink-Phase" (= Sulfidphase).

2.4 Rejuvenationsphase (spätvariszisch)

Diese Paragenese, früher „Eisenglanzphase" genannt, wurde kürzlich neu bearbeitet (ADELMANN 2021), ältere Paragenese-Schemata dieser eigenständigen Hydrothermalphase konnten hierbei revidiert werden. Die Paragenese orientiert sich noch an den tektonischen Großstrukturen des Variszikums (HENK 1995). Auf eine heiße, initial oxidative Phase mit der Bildung von Hämatit aus Siderit folgte wohl ein niedriger temperierter „sulfidischer Nachhall" in dem bestehender Kupferkies teilweise zu Bornit und diversen Kupfersulfiden umgesetzt wird. Ältere Kobalterze der Vorphase wurden zum im Siegerland meist Ni-führenden Carrollit $Cu(Co,Ni)_2S_4$ umgesetzt. Als Wismutträger dieser Paragenese erscheint Wittichenit Cu_3BiS_3, vermutlich durch Neuzufuhr von Bi in den Hydrothermen der Rejuvenation (ADELMANN 2021).

Bereits HÜTTENHAIN (1932: 302) erwähnt ged. Gold und Wismuterze in dieser Paragenese. Er beschreibt ferner (S. 303), dass das Gold dieser Paragenese in unregelmäßigen, lappigen Formen bevorzugt im Bornit und Kupferkies, aber auch im Eisenglanz (S. 305) vorkommt und aufgrund der beobachteten Verdrängungen das Gold als jüngere Abscheidung anzusehen sei. HÜTTENHAIN (1932: 310) vermutet neben der Remobilisation von älteren Goldabscheidungen *„auch eine Zufuhr von Gold ... durch die nämlichen aszendenten Lösungen",* da er sich die verhältnismäßig hohen Au-Gehalte des Hämatits (0.06 g/t) nicht erklären kann.

WETTIG (1974: 89) und FENCHEL et al. (1985: 103) zitieren weitgehend die älteren Untersuchungen von Hüttenhain und RAO (1967) und erwähnen ebenfalls Gold („Gold III") in der „Eisenglanzphase". WAGNER (1999) untersuchte die spätvariszischen hydrothermalen Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge, hat aber trotz umfangreicher Geochemie keine Analysen zum Goldgehalt z. B. des Hämatits der Rejuvenation gemacht. Zur zeitlichen Einstufung der Rejuvenationsphase als spätvariszische Bildung hat ADELMANN (2021) neue Hinweise vorgelegt.

2.5 Antimonit-Paragenese (vermutlich spätvariszisch)

Bereits HÜTTENHAIN (1939) sah diese Paragenese als selbstständige Vererzungsphase an. Nach WAGNER (1999) tritt diese Paragenese verstärkt im nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges auf, erstreckt sich aber über den Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk bis in die Eifel bei Ahrbrück. Die Antimon-Mineralisationen im Bereich Arnsberg sind gekennzeichnet durch eine paragenetische Abfolge von Antimonit, Zinckenit, Plagionit, und Semseyit, gefolgt von eisenarmer

Zinkblende. Im Bereich der Erzgänge des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks tritt diese eigenständige Antimon-Mineralisation sporadisch auf und überprägt teilweise die existierenden variszischen Siderit- und Buntmetall-Erzgänge wobei dann zusätzlich zu den oben genannten Mineralen noch Boulangerit, Bournonit, Tetraedrit, und Meneghinit neu entstehen (Fenchel et al. 1985; Wagner 1999).

Fenchel et al. (1985: 115) zitieren Hüttenhain (1939), dieser gibt recht hohe Goldgehalte in den an den Ganggrenzen zum Nebengestein abgeschiedenen Pyriten dieser Paragenese an (20–100 g/t, im Mittel 38,7 g/t) sowie 1 g/t im Haufwerk von der Grube Apollo bei Raubach, während die Antimon- und Bleierze nur einen geringen Goldgehalt aufwiesen. Es fehlen neuere Analysen die diese Goldgehalte bestätigen. Ein Arsenanteil im Pyrit fördert offenbar die Einlagerung von Gold (Wagner 1999: 46, Zhu et al. 2011). Besonders in den Antimon-Mineralisationen im Bereich des Siegener Antiklinoriums und der Osteifel wird über das Auftreten von arsenreichem Pyrit zu Beginn dieser Mineralisation berichtet (Wagner 1999: 25, 45). Hinsichtlich des Arsengehalts der Hydrothermen der Antimon-Paragenese besteht noch Unsicherheit. Wagner & Cook (2000) beschreiben allerdings, dass die früh abgeschiedenen idiomorphen Pyrite der Mineralisation vom Typ 1 teils As-Gehalte von max. 5,92 % aufwiesen. Eine Untersuchung von As-haltigen Pyriten der Antimonit-Paragenese auf Gold konnte von Wagner (1999) aufgrund fehlender Analysetechniken jedoch nicht durchgeführt werden, auf die Aufnahme von Gold in die Paragenese-Schemata der Antimon-Paragenese hat Wagner verzichtet. Die eigenständige Antimon-Paragenese ist aufgrund von tektonostratigrafischen Befunden und der Analyse der Fluide vermutlich ebenfalls spätvariszischen Alters (Wagner 1999, Wagner & Cook 2000).

2.6 Postvariszische Phasen / Paragenesen

Nach Literaturlage sind aus dem Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk und dem direkt nordöstlich angrenzenden Sauerland keine sicher als postvariszisch einzuordnenden hydrothermalen Goldmineralisationen bekannt.

3 Ergebnisse

Eine Übersicht zur Lage der im Text beschriebenen Gruben ist in Abb. 1 gezeigt. Ergänzend ist zu erwähnen, dass das Gold in den nachfolgenden Beschreibungen gelegentlich mit geringen Mengen (max. 10 %) Silber legiert ist und daher durchweg als Gold und nicht als Elektrum zu bezeichnen ist.

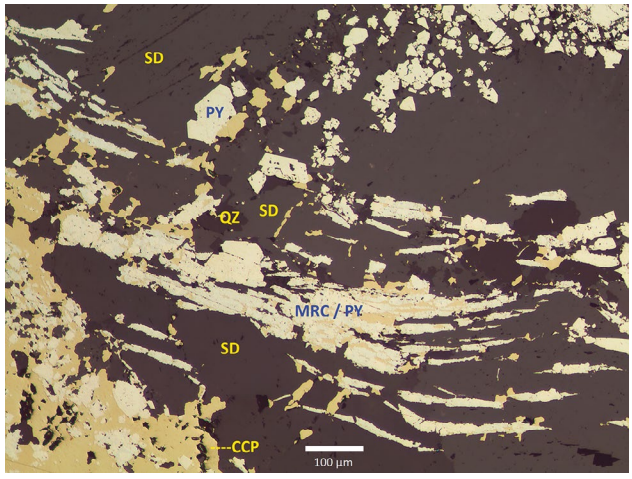


Abb. 3: Lamellares (Magnetkies-)Markasit-Pyrit (MRC / PY) Aggregat, ursprünglich in Quarz-Matrix (QZ) der Vorphase, überwachsen vom Siderit (SD) der Hauptphase. Daneben Kupferkies (CCP). Das gesamte Aggregat incl. des umschließenden Siderits wurde später tektonisch verformt. Grube Philippshoffnung, Siegen.

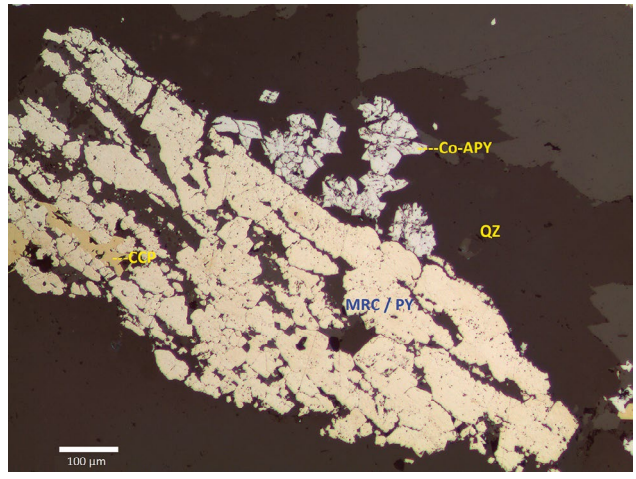


Abb. 4: Lamellares (Magnetkies-)Markasit-Pyrit (MRC / PY) Aggregat mit aufgewachsenem Kobalt-Arsenkies (Co-APY) in Quarzmatrix (QZ), daneben etwas Kupferkies (CCP). Vorphase. Grube Student, Struthütten

3.1 Vorphase

Pyrit, welcher eindeutig der Vorphase zuzuordnen ist, sowie Erze der Grube Philippshoffnung konnten derzeit noch nicht auf „Schwarzgold" analysiert werden. Entsprechende Proben wurden jedoch glücklicherweise in der Sammlung der TU Clausthal gefunden. In Körnern vorkommendes Gold, welches mit der lamellaren (Magnetkies-) Markasit-Pyrit Paragenese der Vorphase (Abb. 3) assoziiert ist konnte aktuell nicht nachgewiesen werden obwohl einige dieser Paragenesen aus Eigenfunden sowie von Proben der Sammlung der TU Clausthal erzmikroskopisch untersucht wurden. Abbildung 4 zeigt Kobalt-Arsenopyrit von der Grube Student bei Struthütten, aufgewachsen auf ein lamellares Markasit-Pyrit-Aggregat. Gold in wahrscheinlicher Assoziation mit der Vorphase der variszischen Hauptmineralisation konnte im Untersuchungsgebiet bislang nicht nachgewiesen werden.

3.2 Hauptphase

Ged. Gold fand sich in den aktuellen Untersuchungen in Spaltrissen von kataklastischem Ullmannit bzw. Ullmannit-Gersdorffit-Verwachsungen, oder auf diese Minerale aufgewachsen (Abb. 5, 6), seltener in naher Assoziation zum Ullmannit ohne direkte Verwachsung. Beobachtete Ausdehnungen der Goldaggregate betrugen bis zu 200 µm, aufgrund der meist innigen Verwachsungen mit Ullmannit sind in der Regel keine Körner zu beschreiben. Gold tritt recht verbreitet im Untersuchungsgebiet mit Schwerpunkt im Siegener Kernrevier auf, jedoch mit Ausnahme des Reviers im NE um Müsen und Littfeld. Oft war das Gold auch vollständig in massivem Ullmannit eingeschlossen und erschien dort zumindest teilweise co-genetisch (Abb. 7). Den bislang höchsten Goldgehalt konnte Verfasser in einer historischen, 1938 etikettierten „Korynit"-Probe von der Grube Storch und Schöneberg bei Gosenbach finden (Abb. 5, 6). Korynit ist eine alte Bezeichnung für einen hypothetischen Mischkristall aus Ullmannit und Gersdorffit, hierbei handelt es sich allerdings nicht um ein eigenständiges Mineral, sondern (wie auch bei der wismutfüh-

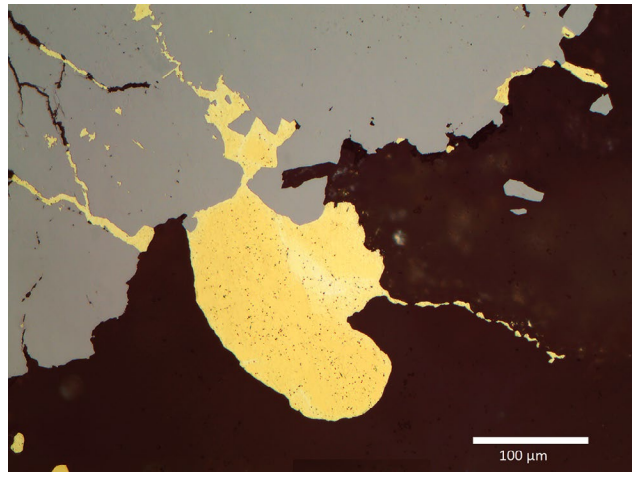


Abb. 6: Gold auf einer mikrokristallinen Verwachsung von Ullmannit und Gersdorffit (grau). Hauptphase. Historische, 1938 etikettierte „Korynit"-Probe von der Grube Storch und Schöneberg bei Gosenbach

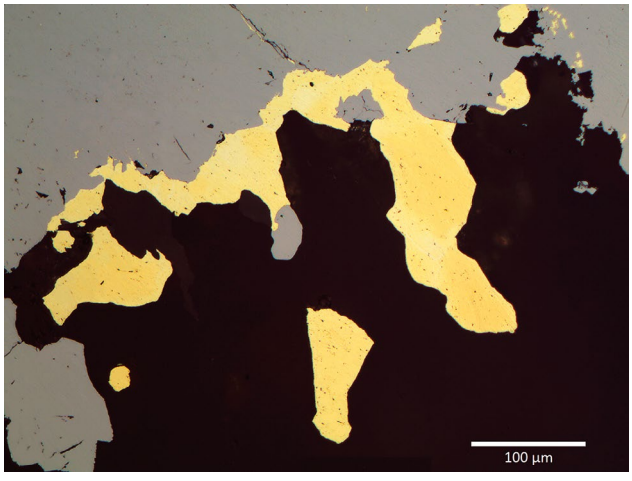


Abb. 5: Gold auf einer mikrokristallinen Verwachsung von Ullmannit und Gersdorffit (grau). Hauptphase. Historische, 1938 etikettierte „Korynit"-Probe von der Grube Storch und Schöneberg bei Gosenbach

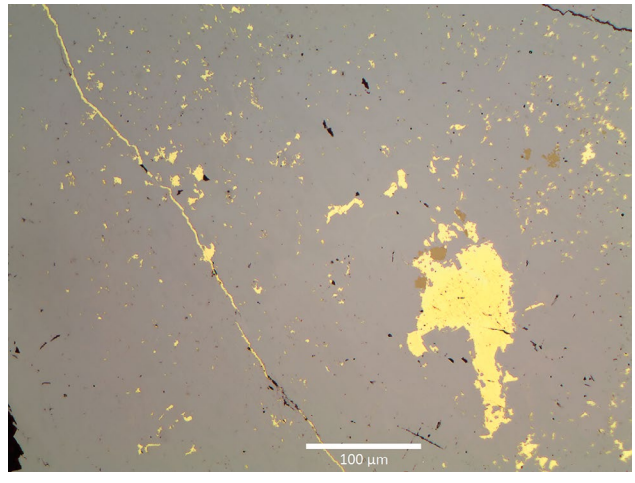


Abb. 7: Gold, feinverteilt in einer mikrokristallinen Verwachsung von Ullmannit und Gersdorffit (grau). Hauptphase. Historische, 1938 etikettierte „Korynit"-Probe von der Grube Storch und Schöneberg bei Gosenbach

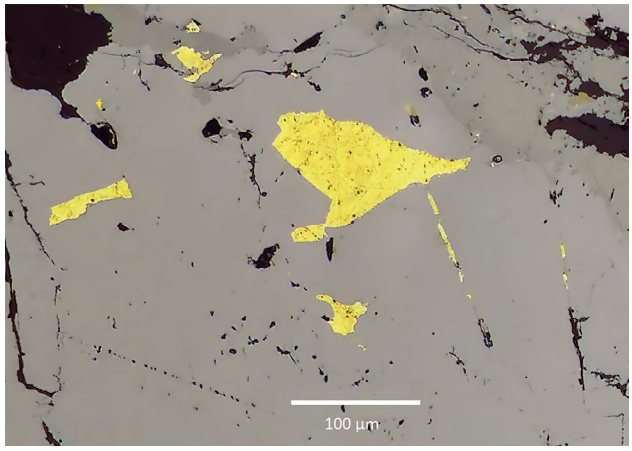


Abb. 8: Gold in massivem Ullmannit (grau). Hauptphase. Grube Fischbacherwerk, Niederfischbach

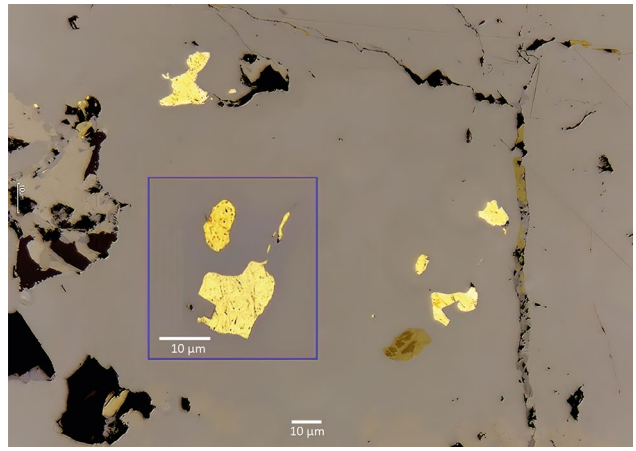


Abb. 9: Gold in massivem Ullmannit (grau). Hauptphase. Grube Silberquelle, Siegen-Obersdorf

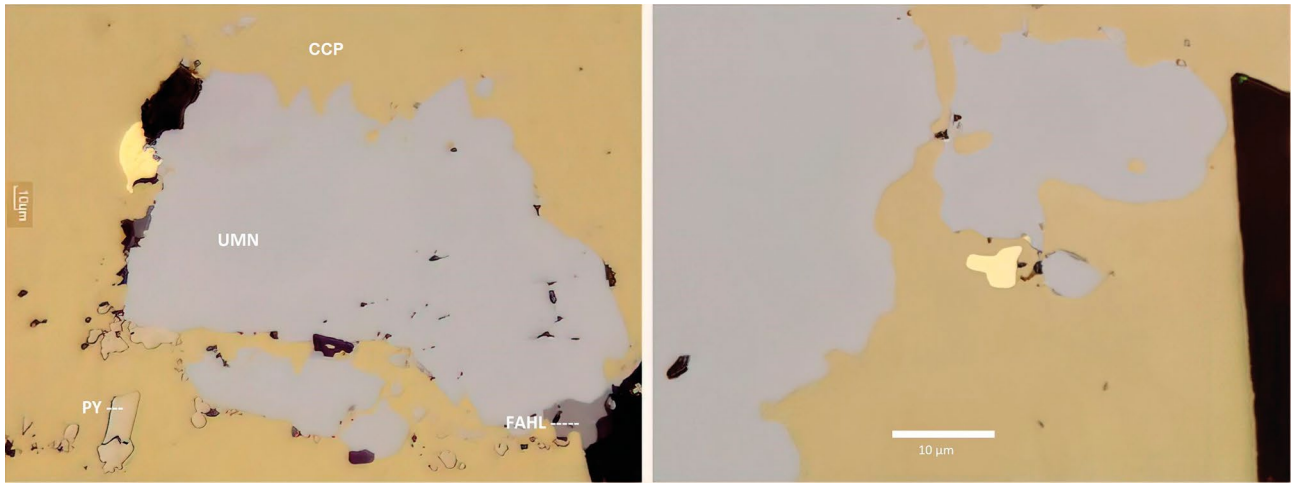


Abb. 10: Gold in Assoziation mit massivem Ullmannit (UMN) der Hauptphase, von Kupferkies (CCP) der Sulfidphase überwachsen und korrodiert. Daneben etwas Fahlerz (FAHL) und Pyrit (PY). Grube Petersbach, Eichelhardt.

renden Variante „Kallilith") um mikroskopisch-feine Verwachsungen von Ullmannit mit Gersdorffit (Adelmann 2013). Das eingehend untersuchte historische Handstück (abgebildet in Golze et al. 2013: 230) zeigt eine innige Ullmannit-Gersdorffit-Verwachsung, wobei der Ullmannit überwiegt. Angeblich enthaltener Breithauptit erwies sich als Hauchecornit. Im Ullmannit der Grube Fischbacherwerk (Abb. 8) konnte ebenfalls reichlich Gold nachgewiesen werden, Wismut-Minerale sind auf dieser Lagerstätte allerdings nicht verbreitet. Im massiven Ullmannit von der Grube Silberquelle (Siegen-Obersdorf) fand sich ebenfalls ged. Gold (Abb. 9). In Proben von der Grube Petersbach (Eichelhardt), im SW des Untersuchungsgebietes, ließ sich recht häufig Gold in Assoziation mit Ullmannit nachweisen (Abb. 10), Wismut-Minerale fehlen dort ebenfalls.

3.3 Sulfidphase

Ged. Gold fand sich hier, erstmals auch häufiger, als isolierte abgerundete Körner von beachtlicher Größe bis ca. 600 µm beobachteter Ausdehnung (Abb. 17). Im Rahmen dieser Studie konnte eine historische Probe des berühmten Millerit-Hauchecornit Trums von der Grube Friedrich in Wissen untersucht werden, welches die Typlokalität für Hauchecornit darstellt (Scheibe 1888, 1893). Im Anschliff dieser Probe fanden sich alle wesentlichen Minerale der von Scheibe (1888, 1893) und später von Laspeyres (1893) beschriebenen Paragenese, welche Hüttenhain (1932) zur Definition einer „Au-Bi-Paragenese" ver-

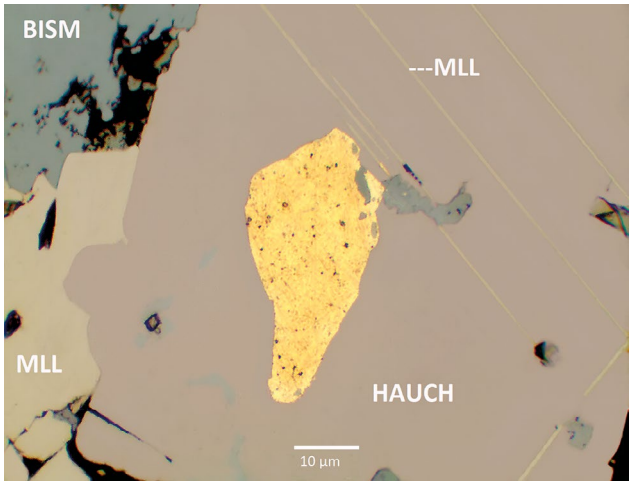


Abb. 11: Gold in Hauchecornit (HAUCH), dieser mit feinen Millerit-Lamellen (MLL), daneben massiger Millerit und Bismuthinit (BISM). Sulfidphase. Historische Probe aus dem berühmten Nickelerz-Trum, Grube Friedrich, Wissen

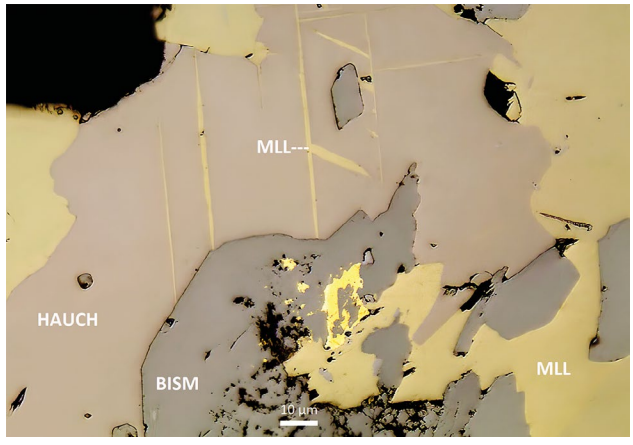


Abb. 12: Gold in Bismuthinit (BISM), daneben Hauchecornit (HAUCH) mit feinen Millerit-Lamellen (MLL), daneben massiger Millerit. Sulfidphase. Historische Probe aus dem berühmten Nickelerz-Trum, Grube Friedrich, Wissen

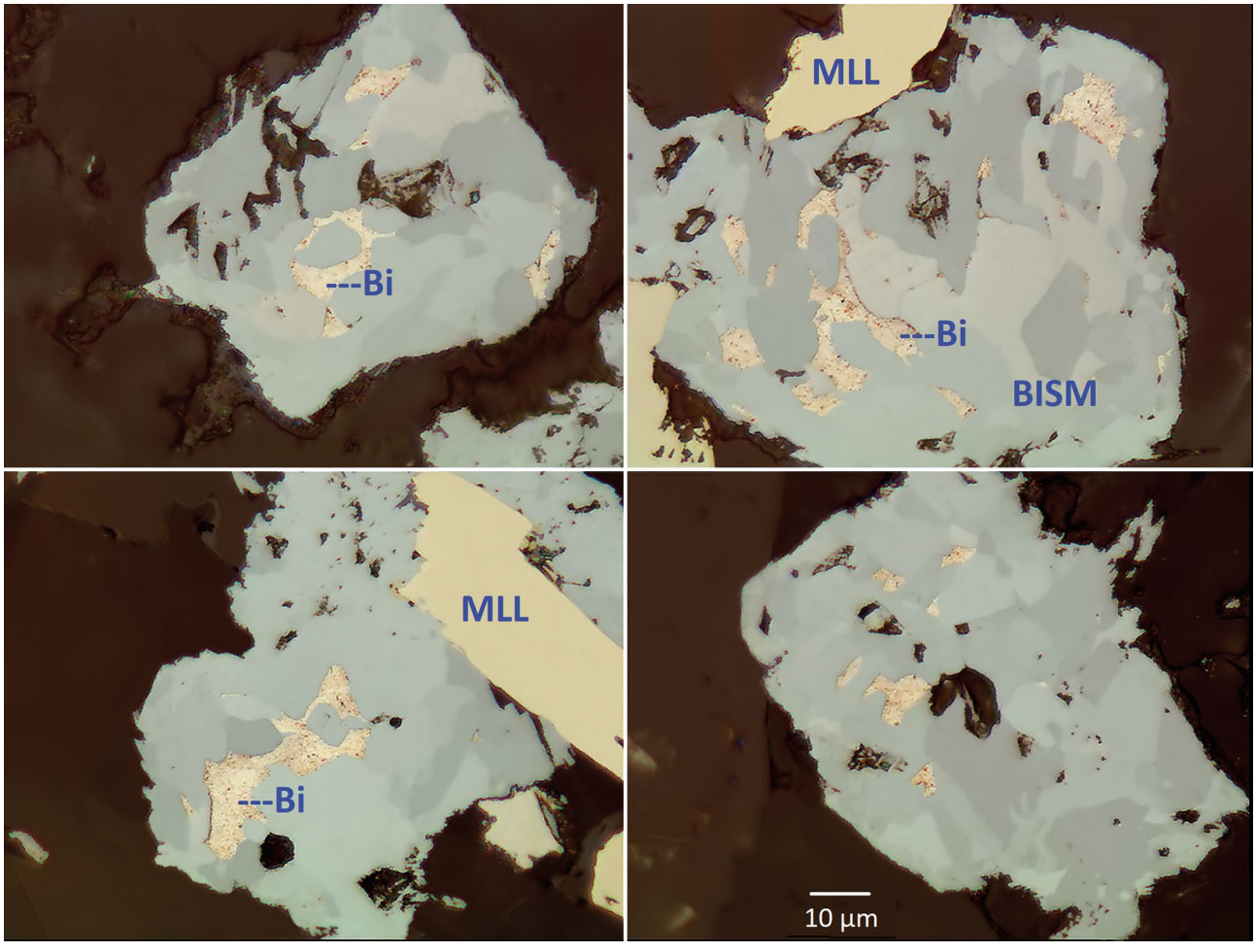


Abb. 13: Ged. Wismut (Bi, rötlich weiß, metallisch) in Bismuthinit (BISM), daneben massiger Millerit (MLL). Sulfidphase. Historische Probe aus dem berühmten Nickelerz-Trum, Grube Friedrich, Wissen

anlasste. Das in dieser Paragenese reichlich vorhandene ged. Gold ist eng vergesellschaftet mit Bismuthinit, ged. Wismut, Hauchecornit und Millerit (Abb. 11, 12, 13). Nach Hochleitner (1987) entstand Hauchecornit während der Sulfidphase in Anwesenheit von Wismut infolge hydrothermaler Umwandlung des während der Hauptphase gebildeten Ullmannits (Abb. 14, 15). Millerit entstand ebenfalls durch hydrothermale Alteration des älteren Ullmannits. Eine Probe von der Grube Vereinigte Alma bei Eiserfeld (Bergschule Siegen, Nr. 156) zeigt Hauchecornit mit Bismuthinit, ged. Wismut und ged. Gold in enger Verwachsung mit Ullmannit (Abb. 15). Eine weitere Ullmannit-Probe von der Grube Schnellenberg bei Beienbach NE Siegen zeigt im Ullmannit neben kleinsten Gold-Funken auch ged. Wismut, Bismuthinit, und in der EDX-Analyse auch Bismuthohauchecornit (Abb. 16). In Material von der Grube Grüne Au fand sich ged. Gold neben oder in Verwachsung mit dem Nickelsulfid Polydymit (Abb. 17). Polydymit bildete sich während der Sulfidphase durch Verdrängung von vorbestehen-

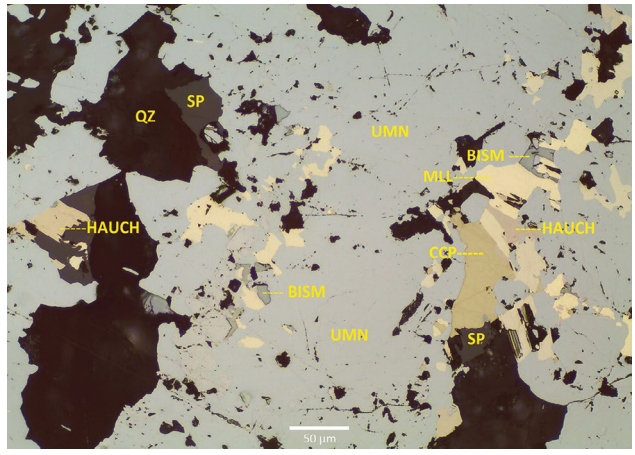


Abb. 14: Kataklastischer Ullmannit (UMN) der Hauptphase, korrodiert und überwachsen von Mineralen der Sulfidphase: Hauchecornit (HAUCH), Kupferkies (CCP), Millerit (MLL), und Bismuthinit (BISM) und etwas Zinkblende (SP). Matrix: Quarz (QZ). Historische Probe aus dem berühmten Nickelerz-Trum, Grube Friedrich, Wissen

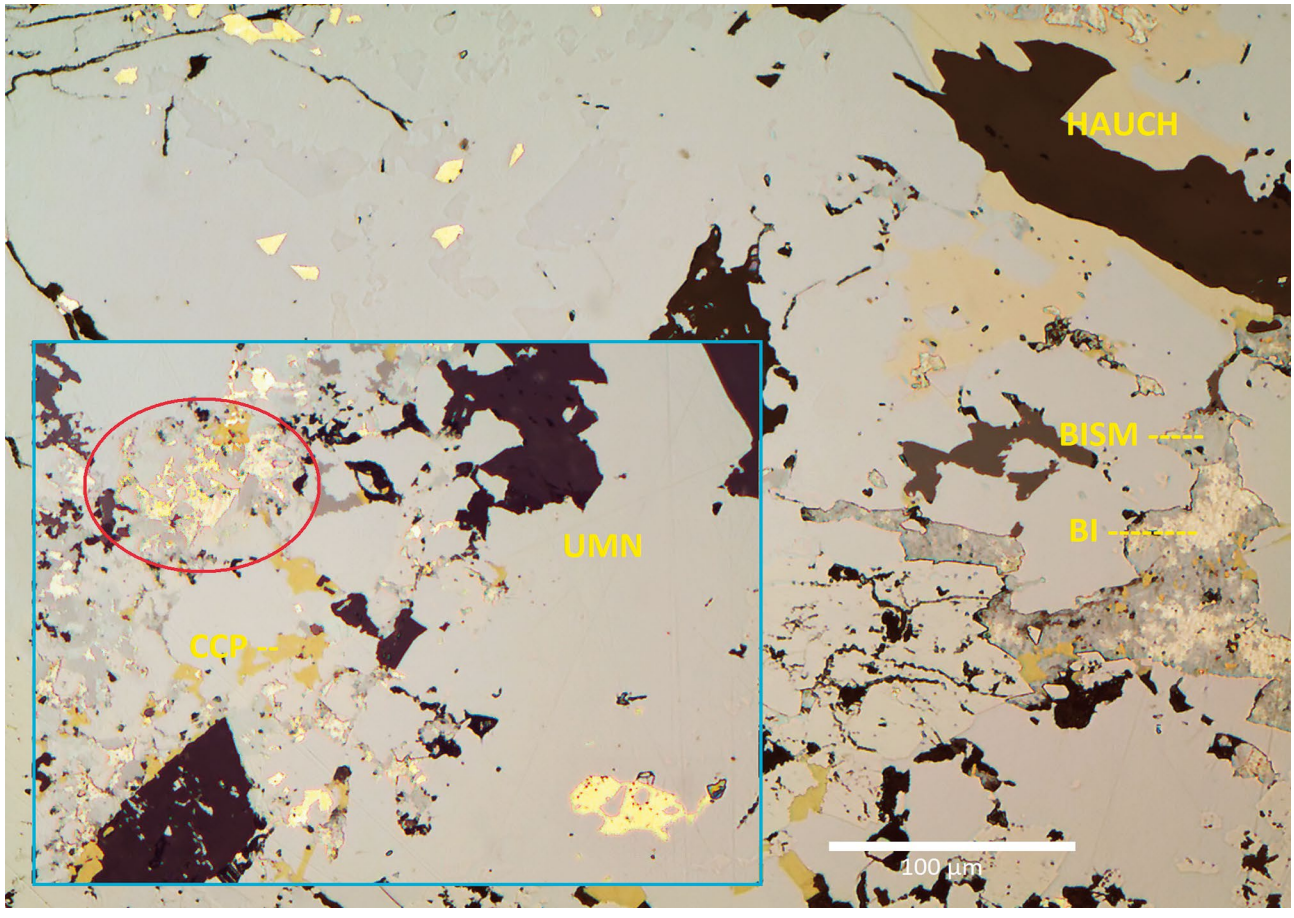


Abb. 15: Mit Gold assoziierter, kataklastischer Ullmannit (UMN) der Hauptphase, korrodiert und überwachsen von Mineralen der Sulfidphase: Hauchecornit (HAUCH), Kupferkies (CCP), Bismuthinit (BISM), ged. Wismut (Bi).
Im Inset Gold im Ullmannit und im roten Kreis Gold in Nachbarschaft zu Bismuthinit und ged. Wismut. Historische Probe (Bergschule Siegen) von der Grube Vereinigte Alma, Eiserfeld.

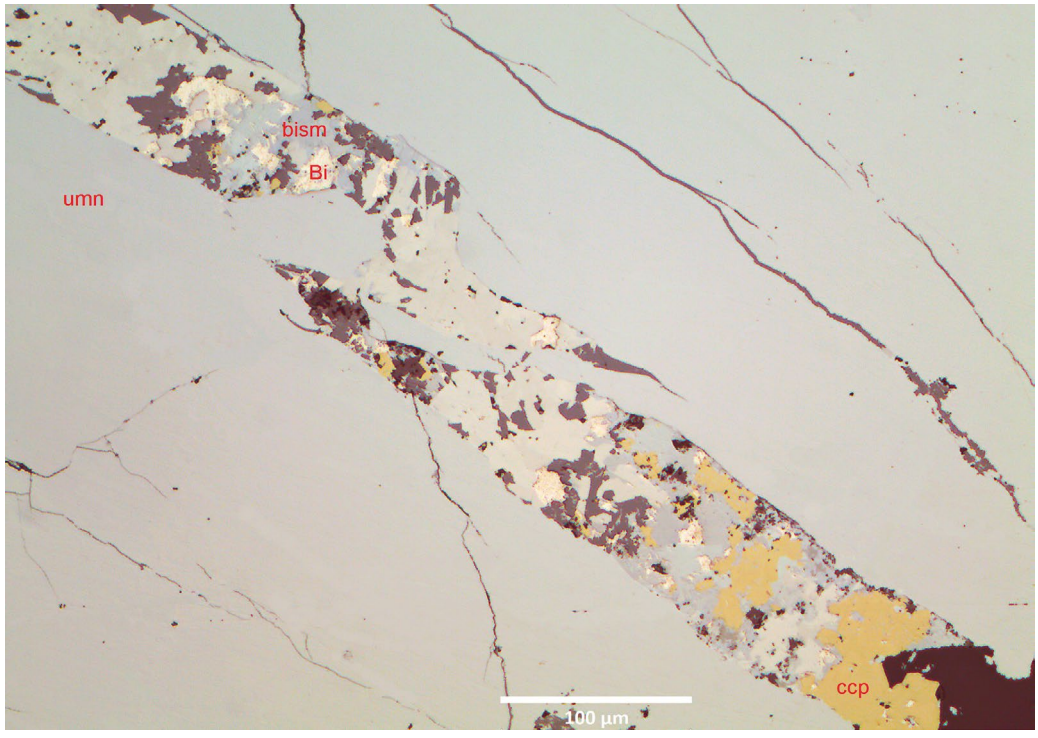


Abb. 16: Kataklastischer Ullmannit (umn) der Hauptphase, Spaltenfüllung durch Minerale der Sulfidphase: Kupferkies (ccp), Bismuthinit (bism), und ged. Wismut (Bi). Grube Schnellenberg, Beienbach

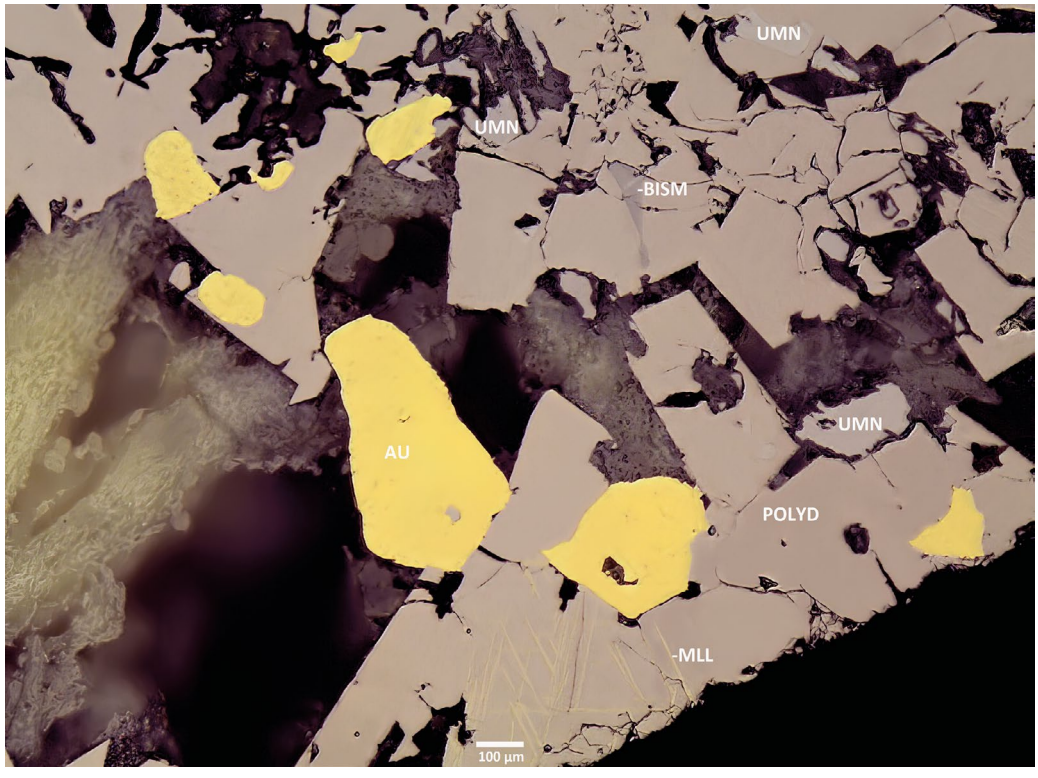


Abb. 17: Gold assoziiert mit Polydymit (POLYD) der Sulfidphase. Der Polydymit enthält Millerit-Lamellen (MLL, hellgelb) und ist teilweise verwachsen mit Bismuthinit (BISM). Daneben (und teilweise im Polydymit) korrodierte Reste des älteren Ullmannits (UMN) der Hauptphasen-Mineralisation (s. Text). Grube Grüne Au, Schutzbach.

dem Ullmannit. Eine Probe von der Grube Petersbach belegt diese Umbildung (Abb. 18). In einer anderen Anschliff-Probe von der Grube Petersbach fand sich ein Ullmannit-Kristall, der vom Kupferkies der Sulfidphase stark korrodiert wurde. Assoziiert damit ist ebenfalls – auch innerhalb des Kristall-Restes – feinkörniges Gold, teils gerundet (Abb. 19).

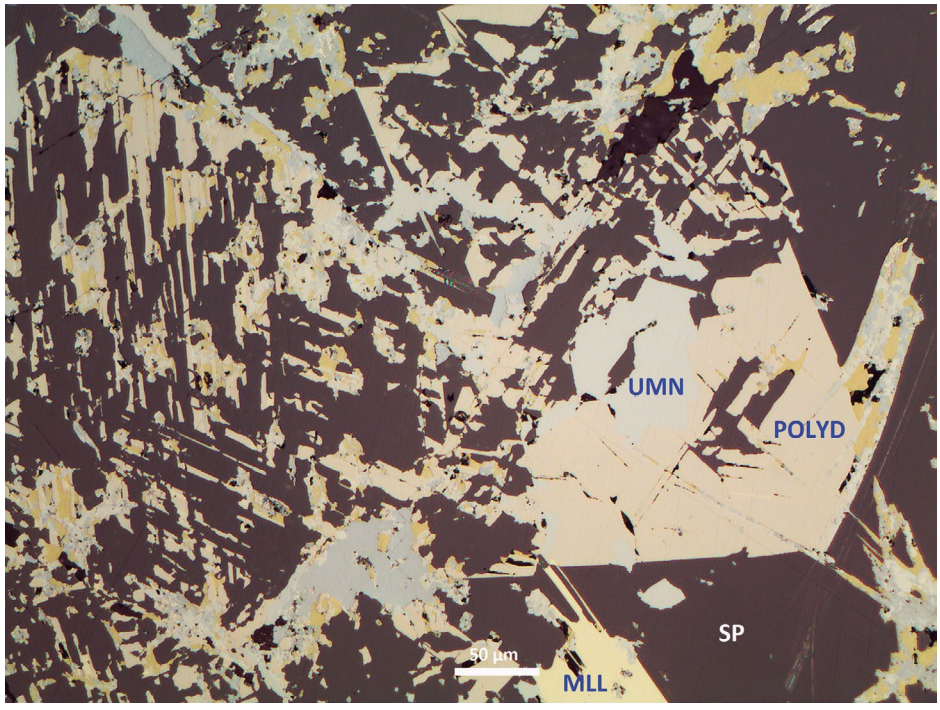


Abb. 18: Polydymit (POLYD) der Sulfidphase wächst unter teilweiser Aufzehrung des Ullmannits (UMN) der Hauptphase (s. Text). Daneben Millerit der Sulfidphase (MLL). Zinkblende (SP) der Sulfidphase umfließt die zuvor abgeschiedenen Erze. Grube Petersbach, Eichelhardt.

Abb. 19: Ullmannit-Kristall (UMN) der Hauptphase, welcher stark vom Kupferkies (CCP) der Sulfidphase korrodiert wurde. Der Ullmannit ist innerhalb des Kristall-Restes sowie ausserhalb mit Gold assoziiert. Bournonit (BNN) der Sulfidphase oder der Antimonitphase umfließt den Ullmannit-Rest ohne diesen zu korrodieren. Aufnahme mit Öl-Immersion. Grube Petersbach, Eichelhardt.

3.4 Rejuvenationsphase

Ged. Gold fand sich entweder eingewachsen in die typischen Erze dieser Paragenese oder als isoliert liegende Körner, welche meist abgerundet erscheinen. Größte beobachtete Ausdehnungen betrugen ca. 50 µm, jedoch meist deutlich darunter. Im Rahmen der aktuellen Untersuchungen konnte Gold in Anschliffen von insgesamt vier Gruben des Siegerländer Kernreviers beobachtet werden, in denen verbreitet Vererzungen der spätvariszischen Rejuvenation auftreten, nämlich Hohle(r)stein, Brüderbund, Alte Lurzenbach sowie Schlänger & Eichert. In der Grube Hohle(r)stein an der Eisernhard bei Siegen fand sich Gold in Nachbarschaft zu Carrollit, in einer Matrix aus Bornit mit eingeschalteten Kupferkies-Lamellen (Abb. 20). Ged. Gold fand sich neben Carrollit, Kupfer-Eisen-Sulfiden und auch Hämatit in Proben von den Gruben Schlänger & Eichert bei Eiserfeld (Abb. 21) und Alte Lurzenbach bei Gosenbach (Abb. 22). Durch einen glücklichen Zufall konn-

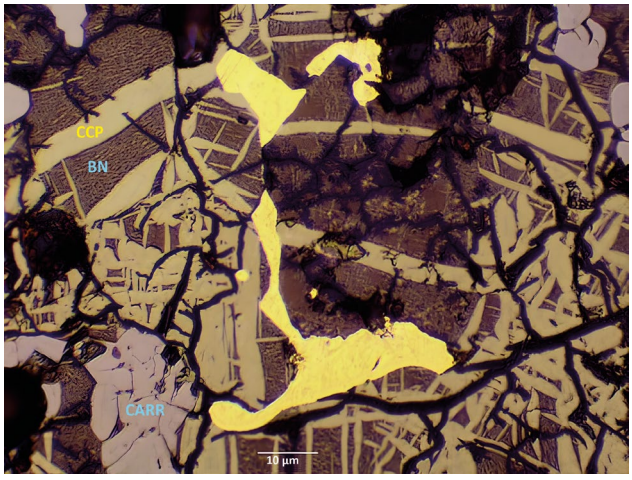


Abb. 20: Gold in Nachbarschaft zu Carrollit (CARR) in einer Matrix aus Bornit (BN) mit eingeschalteten Kupferkies-Lamellen (CCP). Rejuvenationsphase. Durch Verwendung eines Ölimmersions-Objektives sowie infolge des sehr hohen Reflexvermögens von Gold im Vergleich zu dem der umgebenden Erze kommt es im gezeigten Bild zu sehr stark verminderten Reflektivitäten von Carrollit, Bornit und Chalkopyrit. Grube Hohle(r)stein an der Eisernhard bei Siegen.

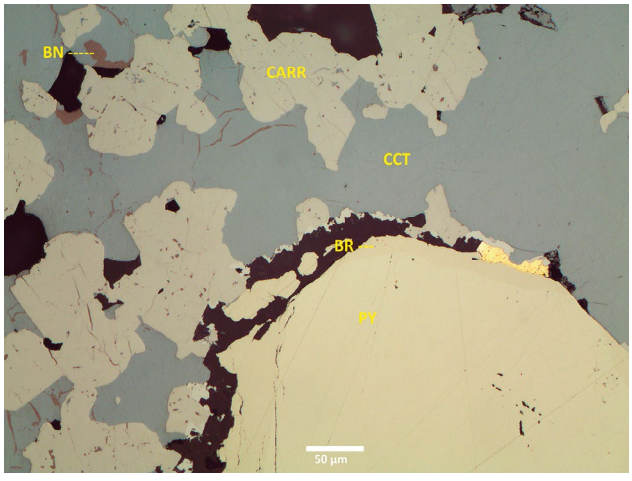


Abb. 21: Gold in Nachbarschaft zu Carrollit (CARR) und Kupferglanz (CCT), daneben Bornit (BN) und Pyrit (PY), der Pyrit zeigt einen schmalen, leicht bräunlichen Bravoit-Saum (BR). Rejuvenationsphase. Grube Schlänger & Eichert, Eiserfeld.

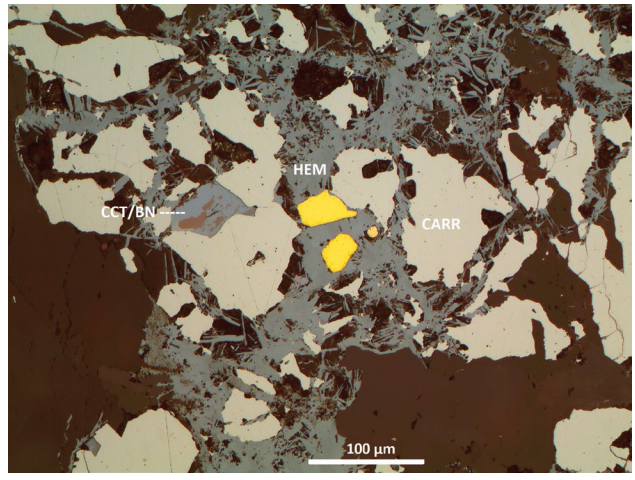


Abb. 22: Gold, umgeben von Hämatit (HEM) in Nachbarschaft zu Carrollit (CARR) und Kupferglanz & Bornit (CCT/BN). Rejuvenationsphase. Grube Alte Lurzenbach, Gosenbach.

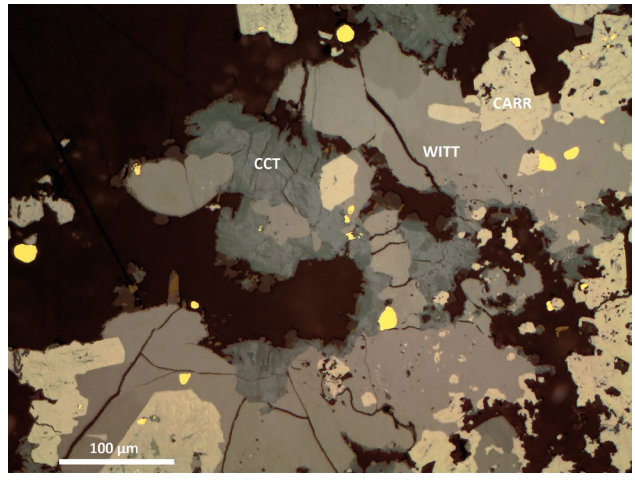


Abb. 23: Gold in Nachbarschaft zu Carrollit (CARR), Kupferglanz (CCT), und Wittichenit (WITT). Probe aus dem Carrollit-Erstfund („Sychnodymit", Laspeyres 1891, s. Text). Rejuvenationsphase. Abweichende Farben und Helligkeiten der Erze in dieser Abbildung wiederum durch Verwendung von Ölimmersion. Grube Kohlenbach zu Brüderbund, Gosenbach.

te eine Probe aus dem Erstfund des Carrollits von der Grube Brüderbund bei Eiserfeld untersucht werden. Laspeyres (1891) beschrieb das neue Mineral damals als „Sychnodymit". Dieser entpuppte sich später als eine Ni-haltige Carrollit-Varietät. Bemerkenswert ist das reichliche Vorkommen von ged. Gold zusammen mit dem Kupfer-Wismut-Sulfid Wittichenit zwischen den idiomorphen Carrollit-Kristallen in der Probe des „Sychnodymit"-Erstfundes (Abb. 23). Das Gold in dieser Probe enthält nach einer aktuellen EDX-Analyse ca. 10% Silber.

3.5 Antimonit-Paragenese

In der nur sporadisch auftretenden und vermutlich ebenfalls spätvariszischen Antimonit-Paragenese konnte aktuell kein Gold nachgewiesen werden. Untersucht wurden Proben dieser Vererzung aus neun Gruben des Wied-Bezirks und des Siegerländer Kernreviers sowie einiger, im westlichen Sauerland (und damit außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes) liegender Vorkommen.

Pyrit-Proben der Grube Apollo bei Raubach liegen zwar vor, Goldanalysen stehen aber noch aus, so dass hierzu keine neuen Aussagen erfolgen können.

3.6 Postvariszische Mineralisationen

Aus den als postvariszisch eingestuften Vererzungen konnte Gold aktuell lediglich in Material der Grube Gonderbach (Fischelbach), am Ostrand des Untersuchungsgebietes, erzmikroskopisch identifiziert werden. Bei dieser Lagerstätte handelt es sich um eine postvariszische Bleiglanz-Fahlerz-Mineralisation mit Silber-Reicherzfällen (Kolbe 1925). Hier stellt der Fund von ged. Gold eine Erstbeschreibung dar. Das Gold ist verwachsen mit ged. Silber und anderen, schon von Kolbe beschriebenen, Silber-Sulfosalzen (Abb. 24, Abb. 25). Jüngste Mineralphase dieser Paragenese ist eine sehr eisenarme Zinkblende. Die Ausbildung der makroskopisch wasserklaren Zinkblende weist auf sehr niedrige Bildungstemperaturen hin, wie sie typisch für einige spätvariszische (Wagner 1999) und viele postvariszische Mineralisationen sind (Büchner & Seraphim 1984: 107).

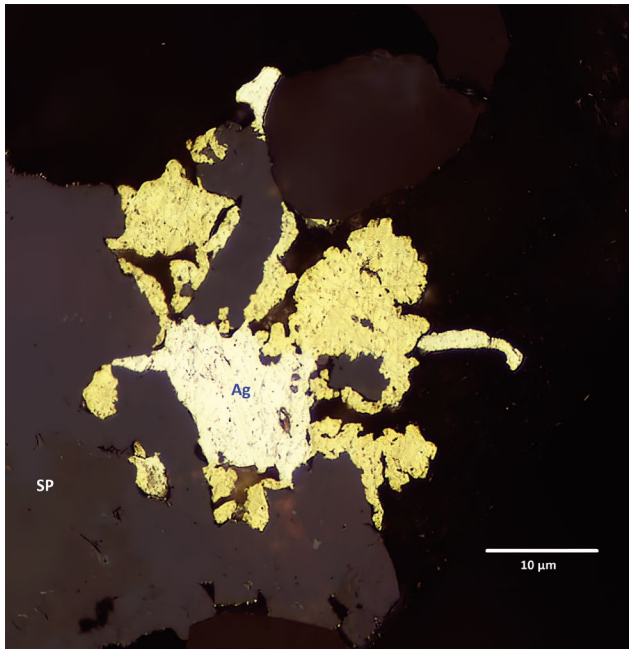


Abb. 24: Gold, verwachsen mit ged. Silber (Ag), umwachsen mit eisenarmer Zinkblende (SP). Postvariszische Mineralisation. Grube Gonderbach, Fischelbach.

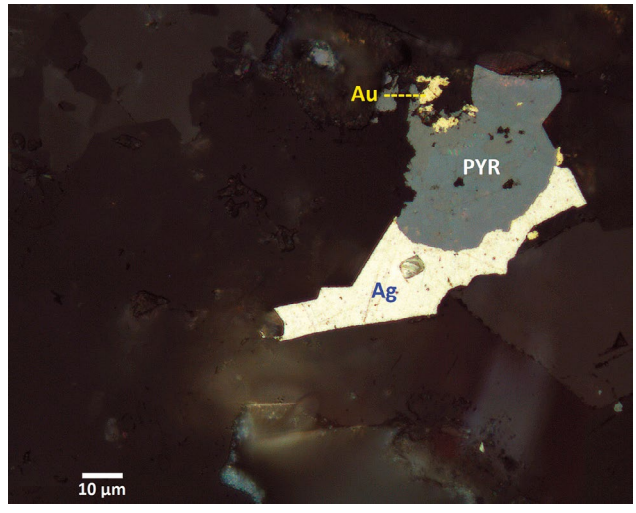


Abb. 25: Gold (Au) und ged. Silber (Ag), beide aufgewachsen auf Pyrargyrit (PYR). Postvariszische Mineralisation. Grube Gonderbach, Fischelbach.

4 Diskussion

Die Herkunft des Goldes in den Hydrothermen ist vermutlich durch Lateralsekretion aus den Nebengesteinen zu erklären. Als Gold-Donatoren für die Hydrothermen sind wohl pyritreiche Sulfidhorizonte in paläozoischen Schwarzschiefern wahrscheinlich, wie z. B. für die Goldlagerstätte Eisenberg bei Korbach (Hessen) angegeben (KULICK & THEUERJAHR 1983). Gemäß den Angaben in ZHU et al. (2011) wird Gold in hydrothermalen Lösungen hauptsächlich in Form von Gold-Chlor- und Gold-Schwefelwasserstoff-Komplexen transportiert. Änderungen der physikochemischen Bedingungen der Hydrothermen wie z. B. Änderungen der Temperatur, des Druckes, oder des Sauerstoff- und Schwefel-Partialdruckes sind effektive Mechanismen, die eine Abscheidung von ged. Gold aus diesen Komplexen hervorrufen. Weiterhin wird Gold nach diesen Autoren besonders bei hohen Drücken und Temperaturen auch in der Dampfphase der Hydrothermen angereichert.

4.1 Gold in der variszischen Hauptmineralisation

Ältere Angaben zu Gold-Abscheidungen in der **Vorphase** konnten aktuell weder erzmikroskopisch bestätigt noch widerlegt werden. FENCHEL et al. (1985: 78) merken zudem an, dass das bisweilen der Vorphase zugeschriebene Gold evtl. doch Bildungen der Hauptphase sein könnte.

HÜTTENHAIN (1932) erwähnt ein frühes Auftreten von Gold als submikroskopisches „Schwarzgold" im Pyrit der variszischen Vorphase. Hüttenhain gibt lediglich eine Analyse von „idiomorphem Pyrit" an, ohne Angabe der Grube(n). Alte, singuläre und nicht überprüfte Analysen sind generell mit Vorsicht zu genießen, wie z. B. die unrühmliche Geschichte der „Deutschen Platinwerke Wenden" zeigt (ANONYMUS 1915, KUKUK et al. 1938). HÜTTENHAIN (1932:294) beschreibt weiterhin Gold angelagert an die lamellaren, ebenfalls der Vorphase zugerechneten (Magnetkies-) Markasit-Pyrit Aggregate, welches aktuell trotz Untersuchung vieler solcher alten – vermutlich noch von Hüttenhain stammenden – Erzanschliffen aus der Sammlung der TU Clausthal nicht nachvollzogen werden konnte.

Die Krupp'schen Angaben zum Goldgehalt im Kobalterz-Haufwerk der Grube Philippshoffnung bei Siegen (3,6 g Feingold je t Haufwerk) erscheinen im Vergleich zu in der Ausbeutung stehenden Goldlagerstätten (ca. 10 g je t) extrem hoch und nicht glaubwürdig, zumal in der Folge auf der Grube Philippshoffnung (wie auch im gesamten Siegerland) kein Bergbau auf Gold stattgefunden hat. Lediglich die Flotation der Grube Victoria bei Littfeld hat einige Gramm Gold gewinnen können, es wurden hier zuletzt aber Erze aus dem gesamten Revier aufgearbeitet. Die Krupp'sche Analyse des Haufwerks der Grube Philippshoffnung ist anzuzweifeln. GIES (1970: 284) stellte Spurenelement-Analysen von Kobalt-Arsenkiesen des Siegerlandes vor (darunter sechs Analysen von Erzen der Grube Philippshoffnung) in denen Gold nicht einmal in Spuren nachweisbar war. In der Folge müssten die Gold-Gehalte der idiomorphen Vorphasen-Pyrite im Haufwerk der Grube Philippshoffnung geradezu „sagenhaft" gewesen sein, um auf die von Krupp angegebenen 3,6 g Feingold je t Haufwerk zu kommen.

Die Verwachsungsart des ged. Goldes vornehmlich mit dem Ullmannit der frühen **Hauptphase** lässt seine generelle Abscheidung erst nach der Bildung der „Nickelglanze", wie von FENCHEL et al. (1985) angegeben, anzweifeln. Nach den aktuellen Untersuchungen erfolgte die Abscheidung von Ullmannit bzw. Ullmannit-Gersdorffit Verwachsungen und Gold in dieser Mineralisationsphase zumindest teilweise co-genetisch. Möglicherweise kam es aber auch nach der „Nickelglanz"-Bildung und einer nachfolgenden kataklastischen Überprägung noch zu einer Abscheidung von ged. Gold. Die aktuellen Befunde sprechen für einen Höhepunkt der hydrothermalen Gold-Abscheidung im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk während der frühen Hauptphase der variszischen Hauptmineralisation, einhergehend mit der Bildung der „Nickelglanze".

Hinweise auf eine Wismut-Mineralisation bereits in der Hauptphase konnten nicht gefunden werden. Nach den aktuellen Befunden erscheinen Wismut-Minerale im Untersuchungsgebiet erst in der **Sulfidphase**. Assoziation von ged. Gold mit Wismut-Mineralisationen können nach den vorliegenden Untersuchungen insbesondere für die Grube Friedrich bei Wissen (Millerit, Hauchecornit Bismuthinit) und auch für die Grube Grüne Au bei Schutzbach (Millerit, Polydymit Bismuthinit) bestätigt werden. Allerdings enthalten diese Proben mit den in Kapitel 3.3 genannten Sulfidphasen-Mineralisationen allesamt Reste des älteren Ullmannits der Hauptphase. Auch die öfters zu beobachtenden Spaltenfüllungen aus Bismuthinit, ged. Wismut und Hauchecornit in kataklastischem Ullmannit (z. B. von den Gruben Vereinigte Alma und Schnellenberg bei Beienbach, s. Abb. 15, 16) – mit oder ohne begleitendes ged. Gold – können als Überprägungen der Sulfidphase interpretiert werden. Somit ist das ged. Gold in diesen Proben zwanglos durch Umlagerung des Goldes zu erklären, welches bereits in der Hauptphase mit dem Ullmannit mineralisierte. Eine enge Vergesellschaftung von Gold und Wismut im Sinne einer „Au-Bi-Paragenese" (HÜTTENHAIN 1932) kann aus den Befunden nicht abgeleitet werden.

Tabelle 1 zeigt die paragenetische Vergesellschaftung von ged. Gold mit Ullmannit sowie verschiedenen Wismut-Mineralen. Man sieht eine sehr deutliche Assoziation des hydrothermalen Goldes mit Ullmannit, die Assoziation von Gold mit

Wismut-Mineralen ist hingegen deutlich geringer. Im Siegener Kernrevier dominiert bei den „Nickelglanzen" goldführender Ullmannit über den Gersdorffit. Ganz im SW des Reviers kommt hingegen kaum noch Gersdorffit vor, während der dortige Ullmannit wiederum von Gold begleitet ist (z. B. Grube Petersbach bei Eichelhardt). Auch Wismut-Minerale sind im SW des Untersuchungsgebietes selten, lediglich sehr geringe Funde von Kobellit sind von der Grube Georg bei Willroth bekannt und konnten aktuell mittels EDX bestätigt werden. Im Bereich Müsen-Littfeld nördlich von Siegen tritt bei den „Nickelglanzen" der Ullmannit stark hinter den Gersdorffit zurück, auch sind ged. Gold und Wismuterze hier selten anzutreffen. Diese Assoziationen des Goldes mit dem Auftreten von Ullmannit vs. Gersdorffit stützen ebenfalls die Annahme von Ullmannit als wichtigsten paragenetischen Begleiter des Goldes.

Tab. 1: Paragenetische Vergesellschaftung von ged. Gold mit Ullmannit sowie verschiedenen Wismut-Mineralen

Gruben	AU&UMN	AU&umn	au&umn	au&UMN	Au&UmnAlle	AU&BISM	AU&bism	au&bism	au&BISM	AU&HAUCH	AU&hauch	au&hauch	au&HAUCH	AU&WITT	AU&witt	au&witt	au&WITT	Au&Bi Alle
Brüderbund	x			x	x									x				x
Eiserner Union	x				x													
Fischbacher Werk	x				x													
Petersbach	x			x	x													
Friedrich	x				x	x	x		x	x			x					x
Schnellenberg	x			x	x				x									x
Silberquelle	x			x	x													
Stahlseifen	x			x	x													
Storch & Schöneberg	x			x	x	x	x			x	x		x					x
Vereinigte Alma	x				x	x				x								x
Wingertshardt	x				x													
Schöne Aussicht			x		x													
Siegerland „allgemein"				x	x													
Grüne Au						x	x											x
Alte Lurzenbach														x				x
Anzahl	**11**	**0**	**1**	**7**	**13**	**4**	**3**	**0**	**2**	**3**	**1**	**0**	**2**	**2**	**0**	**0**	**0**	**7**

Abkürzungen: au = ged. Gold; umn = Ullmannit; bism = Bismuthinit; hauch = Hauchecornit; witt = Wittichenit. Die Verwendung von Großbuchstaben (AU, UMN, BISM, HAUCH, WITT) weist auf eine jeweils größere Menge des Minerals in den Proben hin, Kleinbuchstaben (au, umn, bism, hauch, witt) weisen hingegen auf einen geringeren Mengenanteil in den Proben hin. Die Spalte „Au&UMN Alle" stellt eine Aufsummierung aller gemeinsamer Vorkommen von ged. Gold und Ullmannit dar, unabhängig vom jeweiligen Volumenanteil, und vereinigt die meisten Vorkommen (13). Die Spalte „AU&UMN" mit größeren Probenanteilen von sowohl Gold als auch Ullmannit weist die zweithöchste Häufigkeit der Vorkommen auf (11). Die Vergesellschaftung von Gold mit den diversen Wismut-Mineralen im rechten Teil der Tabelle zeigt eine deutlich geringere Assoziation dieser Elemente.

4.2 Gold in den spät- und postvariszischen Mineralisationen

Nach Befunden von den Gruben Neue Haardt und Bindweide, wo im Eisenglanz (der **Rejuvenationsphase**) erhöhte Goldgehalte bis 0,06 g/t angegeben wurden, vermutet Hüttenhain (1932: 310) zusätzlich zur Umlagerung von älterem Gold eine Neuzufuhr von Gold durch *„aszendente Lösungen*". Eine solche Neuzufuhr ist jedoch schwerlich quantitativ zu untermauern. Wagner (1999: 39) stellt in seinem paragenetischen Schema der Rejuvenation das Gold als jüngste Abscheidung dar, ohne dies zu begründen. Die Goldanteile in den aktuell vorliegenden Proben der Rejuvenation lassen sich zwanglos durch Mobilisation älterer, variszischer Gold-Abscheidungen erklären da (a) die Goldmengen gering sind, (b) alle untersuchten Proben mit Rejuvenations-Paragenese Überprägungen variszischer Mineralisationen darstellen, und (c) in der Regel von Gruben stammen, auf denen Gold aus variszischen Mineralisationen nachgewiesen ist. Natürlich ist eine zusätzliche Neuzufuhr von Gold durch die Hydrothermen der Rejuvenation damit nicht völlig ausgeschlossen, aber auch nicht belegbar. Immerhin wird eine Bi-Neuzufuhr durch die Hydrothermen der Rejuvenation als wahrscheinlich angesehen, da die Wittichenit- bzw. ged. Wismut-Vorkommen der Rejuvenation nicht mit älteren, variszischen Wismut-Mineralisationen auf den entsprechenden Gruben korrelieren (Adelmann 2021: 187, Tab. 2).

Die von Hüttenhain (1939) beschriebenen, sehr hohen Gold-Gehalte im Pyrit des Salbandes bzw. der Pyrit-Imprägnation im unmittelbaren Nebengesteins der „Quarz-Antimon-Gänge" der vermutlich spätvariszischen **Antimonit-Paragenese** müssen durch neue Untersuchungen überprüft werden.

Gold ist in den **postvariszischen Mineralisationen** des Untersuchungsgebietes bisher nicht beschrieben worden, somit stellt der Fund von ged. Gold in Material von der Grube Gonderbach sowohl für diese Lokalität als auch diese Mineralisations-Phase im Untersuchungsgebiet eine Erstbeschreibung dar. Allerdings handelt es sich um – selbst erzmikroskopisch – sehr geringe Mengen. Silber kam reichlich auf der Grube Gonderbach vor, in Reicherzfällen sogar mit fingerdicken Pyrargyrit-Kristallen und Blechen aus ged. Silber. Wie Kolbe (1925) ausführte, war der postvariszische Bleiglanz und das postvariszische Fahlerz (Tetraedrit) generell silberarm; nur in der Nähe der Silber- Reicherzfälle enthielt das Fahlerz Silber. Schon Kolbe nahm daher eine Überprägung der Lagerstätte durch jüngere silberhaltigen Hydrothermen an. Ob das Gold in den selben Hydrothermen mitgebracht wurde die auch das Silber anlieferten, kann derzeit nicht abschließend geklärt werden.

In seiner Zusammenfassung der Erkenntnisse zu den Gold-Vererzungen im Eisenberg und in der Silberkuhle in Nordhessen, sieht Jäger (1997) beide Vererzungen als epigenetisch-hydrothermale Bildungen an. Seiner Einschätzung, als vermutlich postvariszische hydrothermale Vererzungen schließt sich der Verfasser an, da Paragenesen mit Baryt, Zinnober, kristallinem Kaolinit und Calcit (sowie teilweise auch mit Seleniden) für eine Abscheidung aus niedrig-temperierten Hydrothermen sprechen, wie sie für postvariszischen Mineralisationen typisch sind (Behr & Horn 1984). Auch die Ausbildung von schwammförmigem Gold innerhalb von jüngeren Calcitgängen stützt diese Beurteilung. Somit stehen die postvariszischen hydrothermalen Gold-Vererzungen in Nordhessen in Kontrast zu den weiter westlich im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk auftretenden Gold-Vererzungen, die nach den aktuellen Untersuchungen eindeutig als variszisch einzustufen sind. Die westlichste aktuell aufgefundene (wenn auch sehr geringe) postvariszische Goldabscheidung im Rheinischen Schiefergebirge stammt von der Grube Gonderbach bei Fischelbach östlich Siegen.

Sowohl den Goldabscheidungen variszischen Alters im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk, als auch denjenigen in Nordhessen, die postvariszisch eingestuft werden ist allerdings gemein, dass als Goldlieferanten vermutlich goldhaltige Pyrite aus paläozoischen Schwarzschiefern infrage kommen. In diesen Kohlenstoff-führenden Peliten könnte Gold in sehr geringen Mengen - syngenetisch an Eisensulfide gebunden - fixiert worden sein. Bei der Ausfällung des Goldes aus dem Meerwasser spielten sicherlich anorganische wie auch organische Redoxsysteme eine Rolle.

5 Zusammenfassung und Schlussfolgerung

Fasst man alle vorliegenden Befunde zusammen, so zeigt sich eine besonders starke Assoziation des hydrothermalen Goldes über weite Teile des Untersuchungsgebietes hinweg mit dem Ullmannit der frühen Hauptphase der variszischen Hauptmineralisation. Diese Phase kann eindeutig als Schwerpunkt der variszischen bis spätvariszischen Goldabscheidung im Untersuchungsgebiet angesehen werden. Nach den erzmikroskopischen Gefügebildern zeigt sich ebenfalls eine enge paragenetische Nähe des Goldes zum Ullmannit, so dass der Ullmannit im Untersuchungsgebiet als eine Art „Goldfänger" angesehen werden kann. Die Vergesellschaftung von Gold mit Wismut-Mineralen ist nach den aktuellen Untersuchungen hingegen weit weniger zwingend, als noch von Hüttenhain (1932) angenommen, zumal Gold auch schon in der Hauptphase auftritt, Wismut-Minerale nach den aktuellen Untersuchungen aber erst in der Sulfidphase sicher nachzuweisen

sind. Somit ist das Gold der von Hüttenhain (1932) angegebenen „Au-Bi-Paragenese" am ehesten als umgelagertes Gold einer älteren Assoziation mit Ullmannit anzusehen.

Ein Vorhandensein von „invisible Gold" („Schwarzgold") in den Pyriten der ältesten Phase („Vorphase") kann derzeit weder belegt noch widerlegt werden. Alte, singuläre Analysen auf Gold erscheinen wenig glaubwürdig. Geplant sind neue Analysen von dem vorhandenen alten Probenmaterial.

Jüngere Gold-Assoziationen zusammen mit Mineralen der spätvariszischen Rejuvenationsphase sind zwanglos durch hydrothermale Umlagerungen älterer Gold-Abscheidungen zu erklären, auch wenn in diesem Zusammenhang eine Neuzufuhr von Gold nicht völlig ausgeschlossen werden kann. Für das im Pyrit der lokal ausgebildeten, vermutlich spätvariszischen Antimonit-Paragenese von einigen Autoren postulierte invisible Gold konnte bislang weder bestätigt noch widerlegt werden, hier sind entsprechende Untersuchungen vorgesehen.

Die im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk auftretenden hydrothermalen Goldvererzungen variszischen Alters stehen in Kontrast zu den postvariszischen hydrothermalen Gold-Vererzungen in Nordhessen, wobei beide ihr Goldinventar wahrscheinlich aus goldführenden Pyriten in paläozoischen Schwarzschiefern bezogen haben. Der Erstfund von ged. Gold in postvariszischen Vererzungen der Grube Gonderbach macht weitere Untersuchungen erforderlich, in welche auch andere postvariszische Goldvorkommen des Grundgebirges einbezogen werden sollten.

Danksagung

Verfasser bedankt sich bei Frau Dr. B. Spiering, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, für die Unterstützung an der Elektronenstrahl-Mikrosonde. Weiterhin bedankt sich Verfasser bei Dr. K. Strauss und Dr. W. Ließmann, TU Clausthal, für die Möglichkeit zur Untersuchung der dort lagernden Erzproben und Erzanschliffen aus dem Untersuchungsgebiet.

6 Schriftenverzeichnis

Adelmann, H.G. (2021): Die hydrothermale Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge – neue Erkenntnisse zu einer weniger bekannten Mineralisation. – Geol. Jb. Hessen **131**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

Adelmann, H.G. (2013): Die Erzminerale des Siegerland-Wied-Distriktes und Ihre Verwachsungen (Teil 1). – Der Aufschluss, **64**, Heft 4/5: 294–313; Heidelberg.

Anonymus (1931): Goldfunde an der Eder. – Ostdeutsche Morgenpost, **13**: S. 185; Katowice.

Anonymus (1915): Platinfunde in Deutschland. – Z. f. Elektrochemie, **21**: 160–161; Wiley.

Behr, H.J. & Horn, E.E. (1984): Unterscheidungskriterien für Mineralisationen des varistischen und postvaristischen Zyklus, die aus der Analyse fluider Einschlüsse gewinnbar sind. – In: Postvaristische Gangmineralisation in Mitteleuropa. Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung. – Schriftenreihe der GDMB, **41**: 255–269; Weinheim (Verlag Chemie).

Büchner, M. & Seraphim, Th. (1984): Bestandsaufnahme der Mineralneubildungen im Saxonischen Bruchfaltengebirge des unteren Weserberglandes, Alter und Genese. – In: Postvaristische Gangmineralisation in Mitteleuropa. Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung. – Schriftenreihe der GDMB, **41**: 79–90; Weinheim (Verlag Chemie).

Fenchel, W., Gies, H., Gleichmann, H.D., Hellmund, W., Hentschel, H., Heyl, K.H., Hüttenhain, H., Langenbach, U., Lippert, H.J., Lusznat, M., Meyer, W., Pahl, A., Rao, M.S., Reichenbach, R., Stadler, G., Vogler, H. & Walthe, H.W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagerstätten: I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum): 1. Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geol. Jb., **D 77**: 3–517, 128 Abb., 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.

Gies, H. (1970): Untersuchungen an Kobaltarsenkiesen des Siegerlandes. – N. Jb. Miner. Abh., **112**: 279–301; Stuttgart.

Gies, H. (1967): Das Auftreten und die Verbreitung der Elemente Kobalt und Nickel auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirks. – Diss. Min-Petrogr. Inst. TH Clausthal, 93 S., 40 Abb., 16. Taf.; Clausthal.

Golze, R., Henrich, M., Hucko, S. & Stötzel, N. (2013): Siegerland & Westerwald. – Bergbaugeschichte - Mineralienschätze - Fundorte, 800 S.: zahlr. Ill., graph. Darst.; Salzhemmendorf-Lauenstein (Bode).

Henk, A. (1995): Late Variscan exhumation histories of the southern Rhenohercynian Zone and western Mid-German Crystalline Rise: results from thermal modeling. – Geol. Rdsch., **84**: 578–590; Stuttgart.

Hochleitner, R. (1987): Hauchecornit aus dem Siegerland. – Lapis, **12** (10): 33–34.

Hüttenhain, H. (1939): Die Antimonerzführung im westlichen Westerwald und deren bergwirtschaftliche Bedeutung. – Z. Angew. Miner., **1**: S. 353–96.

Hüttenhain, H. (1932). Die Elemente Gold und Wismut als Gangkomponenten der Siegerländer Spateisensteingänge. – Min. Petrogr. Mitt., **42**: 285–317, 1 Abb., 3 Taf.; Leipzig.

Hundt, T., Gerlach, G., Roth, F. & Schmidt, W. (1887): Beschreibung der Bergreviere Siegen I, Siegen II; Bonn (Burbach & Müsen).

Jäger, B. (1997): Eine hydrothermale Goldmineralisation im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle bei Korbach. – Geol. Jb. Hessen, **125**: 17–41, 14 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.

Kenngott, G.A. (1852): Uebersicht der Resultate Mineralogischer Forschungen in den Jahren 1844 bis 1849. – 230f; Wien.

Kirnbauer, Th. & Hucko, S. (2011): Hydrothermale Mineralisation und Vererzung im Siegerland. – Der Aufschluss, **62**, Heft 4/5: 257–296; Heidelberg.

Kirnbauer, T., Schneider, J. & Schwenzer, S.P. (1998): Hydrothermale Mineralisationen. – In: Kirnbauer, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – S. 84–97; Wiesbaden.

Kolbe, E. (1925): Die Bleierzlagerstätte Gonderbach bei Laasphe und ihre Entstehung. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **52**. Abt. A: 265–333, 4 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.

Kukuk, P., Breddin, H., Gothan, W., Hirmer, M., Hoffmann, E., Keller, G., Kühlwein, F.L., Oberste-Brink, K., Schmidt, H., Schröder, Fr., Wehrli, H., Winter, H. & Wolansky, D. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – Textband, 546 ,S.; (Springer).

Kulick, J ., Meisl, S. & Theuerjahr A.-K. (1997): Die Goldlagerstätte des Eisenberges südwestlich von Korbach. – Geol. Abh. Hessen, **102**: 139 S.; Wiesbaden.

Kulick J. & Theuerjahr, A. K. (1983): Mineralisation am Eisenberg bei Goldhausen, 5 km SW Korbach. – Führer zur GDMB Jahrestagung Warstein 1983, 20, **64**: 71–88; Clausthal-Zellerfeld.

Laspeyres, H. (1893): Das Vorkommen und die Verbreitung des Nickels im Rheinischen Schiefergebirge. Ein Beitrag zur statistischen und geographischen Mineralogie. – Verh. preuß. Rheinl. u. Westf., **50**: 142–272, 375–518, 2 Taf., 7 Tab.; Bonn.

Laspeyres, H. (1891): Sychnodymit, ein neues Kobalterz von der Grube Kohlenbach bei Eiserfeld unweit Siegen. – Z. Krist., **19**: 17–21; Leipzig.

Oesterreich, B. (2017): Lagerstätten. - In: Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen (Hrsg., mit Beitr. von Ribbert, K.-H., Wrede, V., Oesterreich, B., Baumgarten, H., Gawlik, A., Heuser, H., Piecha, M., Roth, R., Thünker, M., Baales, M., Cichy, E. & Zeiler, M.: Geologie im Rheinischen Schiefergebirge, Tl. 3: Sauer- und Siegerland. – 243 S., 134 Abb., 14 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld.

Rao, M.S. (1967): Die Kupfererzparagenesen im Siegerland-Wieder-Spateisensteinbezirk, ihre Verbreitung und Genese. – Diss. TH Clausthal, 75 S., 50 Abb. 23. Tab., 3 Anl.; Clausthal.

Schaeffer, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Dissertationen, **3:** 206 S.; Braunschweig.

Scheibe, R. (1893): Über Hauchecornit, ein Nickelwismuthsulfid von der Grube Friedrich. – Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst. u. Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1891, **12**: 91–125.

Scheibe, R. (1888): Sitzung der Deutschen Geol. Gesellschaft vom 15. August 1888. – Zeitschr. d. Geol. Ges., 1888, **40**: S. 611.

Wagner, T. & Cook, N.J. (2000): Late-Variscan antimony mineralisation in the Rheinisches Schiefergebirge, NW Germany: evidence for stibnite precipitation by drastic cooling of high-temperature fluid systems. – Mineralium Deposita, **35**: 206–222.

Wagner, T. (1999): Spätvaristische hydrothermale Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge. – Diss. publiziert in: Freiberger Forschungshefte **C 478** Geowissenschaften, Technische Universität Bergakademie Freiberg; Freiberg.

Wettig, E. (1974): Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Clausthaler geologische Abhandlungen, **19**; Clausthal-Zellerfeld (E. Pilger).

Zhu, Y., An, F. & Tan, J. (2011): Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. – Geoscience Frontiers **2** (3); 367–374; (Elsevier).

Geol. Jb. Hessen **141**: 267–286, 24 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2024

Benjamin Homuth[1] & Manfred Stiller[2]

Reprozessierung der hessischen Anteile der seismischen Profile des DEKORP-Projekts

Kurzfassung

Im Rahmen des Deutschen Kontinentalen Reflexionsseismischen Programmes (DEKORP) wurden in den Jahren 1983 bis 1999 drei große reflexionsseismische Profiltraversen (mit den Teilprofilen: DEKORP'84-2S und '86-2N; DEKORP'88-9N; DEKORP'90-3A und '90-3B) in Hessen gemessen. Ziel der damaligen Messungen war der tiefe Untergrund bis in 20–30 km Tiefe und darüber hinaus. Der Schwerpunkt des DEKORP-Projektes lag damit nicht auf dem für technische Anwendungen interessanten Tiefenbereich bis ca. 6 km. Dieser ist aus heutiger Sicht für vielfältige Nutzungsmöglichkeiten jedoch von großem Interesse (u. a. mitteltiefe und tiefe Geothermievorhaben). Die DEKORP-Profile decken ca. 450 km auf hessischem Gebiet ab und kreuzen dabei größtenteils Gebiete, über die nur eine ungenügende Datenlage den mitteltiefen Untergrund betreffend vorliegt. Um diese Wissenslücken zu schließen bzw. zu verringern, wurde eine Reprozessierung der DEKORP-Krustenseismiklinien durchgeführt. Vor dem Hintergrund, dass sich die heutigen Bearbeitungs- und Auswertemethoden im Vergleich zu 1990 erheblich verbessert haben, wurde eine State-of-the-Art Neubearbeitung mit u. a. folgenden zusätzlichen Prozessierungsschritten für alle Profile durchgeführt: CRS- statt CDP-Stapelung, Tauchwellen-Tomografie und Prestack-Tiefenmigration.

Für das Rheingraben-Profil DEKORP'88-9N wurden zusätzlich Attributanalysen (RMS-Amplitude, Momentanfrequenz und -phase, Q-Faktor und andere) durchgeführt, um deren potenziellen Erkenntnisgewinn auch für 2D-Krustenseismik zu untersuchen. Für die Teilprofile DEKORP'90-3A und DEKORP'90-3B wurden im Rahmen der Akquisition neben den Hauptlinien auch etliche kurze Querprofile registriert, um zusätzlich Informationen zu Out-of-Plane Reflexionen zu erhalten. Im Zuge der Reprozessierung wurden diese 2D-Querprofile neu bearbeitet und für diejenigen von DEKORP'90-3A auch eine 3D-Prozessierung durchgeführt.

Ziel der Reprozessierung war es, eine verbesserte Datenlage im Bereich bis 6 km Tiefe zu erlangen, um verlässliche Aussagen über den Verlauf von Störungen und geologischen Strukturen treffen zu können. Im Folgenden werden die Reprozessierung und exemplarische Ergebnisse vorgestellt.

Abstract

As part of the German continental seismic reflection program (DEKORP), executed between 1983 and 1999, three large seismic traverses (with the sub-profiles: DEKORP'84-2S and '86-2N; DEKORP'88-9N; DEKORP'90-3A and '90-3B) were measured in the state of Hesse in Germany. The main research topic of DEKORP were deep seismic studies to investigate the lithospheric structure beneath Germany. Thus, the main focus was not on the uppermost kilometres. From today's perspective, however, this depth range is of great interest for a wide range of possible technical applications (including medium-deep and deep geothermal projects). The DEKORP profiles cover approx. 450 km in the state of Hesse and mostly cross areas where only insufficient geological data exist (i. e. only few deep boreholes). In order to close or reduce these knowledge gaps, these DEKORP lines were reprocessed. In view of the fact that today's processing methods have improved considerably compared to the 1990's, a state-of-the-art reprocessing was applied for all DEKORP profiles traversing the state of Hesse. In comparison to the original processing, additional processing steps like CRS instead of CDP stacking, turning-ray tomography and prestack depth migration were carried out.

For the Rhine Graben profile DEKORP'88-9N, additional attribute analyses (RMS amplitude, instantaneous frequency and phase, Q-factor and others) were carried out in order to examine their potential to gain additional knowledge for 2D crustal seismics. For the profiles DEKORP'90-3A and '90-3B, in addition to the main lines, also a number of short cross profiles were recorded in order to obtain information on possible out-of-plane reflections. An additional 3D processing was done for the cross profiles on the DEKORP'90-3A profile.

The focus of the reprocessing was on improving the resolution (mapping) of geological structures down to a depth of 6 km to describe the prolongation of faults and geological structures in more detail than in previous studies. In this publication the reprocessing steps and exemplary results are shown.

[1] Dr. Benjamin Homuth, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden
E-Mail: **Benjamin.Homuth@hlnug.hessen.de**
[2] Manfred Stiller, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam,
E-Mail: **Manfred.Stiller@gfz-potsdam.de**

Inhalt

1 Einleitung	268
2 Datenbearbeitung	270
2.1 Reprozessierung Hauptprofile	270
2.1.1 Prozessierungs-Phase (1): Prä-Prozessierung vor der Stapelung	271
2.1.2 Prozessierungs-Phase (2): Stapelung und PostStack-Zeitmigration	274
2.1.3 Prozessierungs-Phase (3): PreStack-Zeit- und Tiefenmigration	275
2.2 Reprozessierung Querprofile	276
3 Vergleich mit Erstprozessierung	277
3.1 DEKORP‘84-2S	277
3.2 DEKORP‘86-2N	279
3.3 DEKORP‘88-9N	280
3.4 DEKORP‘90-3A	282
3.5 DEKORP‘90-3B	283
4 Schlussfolgerung	284
5 Schriftenverzeichnis	285

1 Einleitung

DEKORP, das **DE**utsche **KO**ntinentale **R**eflexionsseismische **P**rogramm, wurde in den Jahren 1983 bis 1999 durchgeführt und diente der Untersuchung der kontinentalen Erdkruste und der oberen Lithosphäre Deutschlands mittels hochauflösender, steilwinkel-seismischer Messungen mit aktiven Quellen (Meissner & Bortfeld 1990). Die Daten wurden seinerzeit im DEKORP-Rechenzentrum des Instituts für Geophysik der TU Clausthal erstprozessiert, wobei der Fokus weniger auf oberflächennahen lokalen, sondern vor allem auf tiefen (20–30 km Tiefe), regionalen bis großräumigen Strukturen lag. Der Schwerpunkt des DEKORP-Projektes lag damit nicht auf dem für technische Anwendungen interessanten Tiefenbereich bis ca. 6 km. Dieser ist aus heutiger Sicht für vielfältige Nutzungsmöglichkeiten jedoch von großem Interesse (u. a. mitteltiefe und tiefe Geothermievorhaben). Um seismische Reflexionen bis zur Kruste-Mantel-Grenze verlässlich abzubilden, wurde mit starkem Energieeintrag gearbeitet, was in ein exzellentes Signal/Rausch-Verhältnis der Daten mündete. Im Rahmen des DEKORP Programmes wurden in den Jahren 1984 bis 1990 drei große reflexionsseismische Profiltraversen (mit den Teilprofilen: DEKORP’84-2S und ‘86-2N; DEKORP’88-9N; DEKORP’90-3A und ’90-3B) gemessen. Diese DEKORP-Profile decken ca. 450 km auf hessischem Gebiet ab (Abb. 1) und kreuzen dabei größtenteils Gebiete, über die nur eine ungenügende Datenlage den mitteltiefen Untergrund betreffend vorliegt.

Die inzwischen teils über 30 Jahre alte Erstprozessierung der DEKORP-Daten konnte durch eine Reprozessierung mit State-of-the-Art Methoden ergänzt werden, um einerseits das krustale Abbild insgesamt zu verbessern, aber insbesondere auch mehr auf den oberflächennahen Bereich zu fokussieren. Eine Neubetrachtung der reprozessierten Daten könnte daher für zahlreiche Fragestellungen (lokale Strukturen/Störungsverläufe) für eine Vielzahl von technischen Anwendungen wie mitteltiefe und tiefe Geothermie, Geogefahrenanalysen, Kohlenwasserstoff-/Schiefergas-Exploration, Untergrund-Gas-/Wasserstoffspeicherung und Endlagerung radioaktiver Abfälle von großer Bedeutung sein. Das Hessische Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie entschied, die hessischen Profil-Anteile zu reprozessieren (durchgeführt von DMT Petrologic GmbH & Co. KG), um das gesamte Potenzial dieser Daten, vor allem im interessanten Tiefenbereich bis 6 km, voll auszuschöpfen und u. a. in ein neues geologisches 3D-Modell des Landes Hessen (Bär et al. 2021) zu integrieren. Die originären Rohdaten wurden für die Reprozessierung vom GeoForschungsZentrum Potsdam zur Verfügung gestellt.

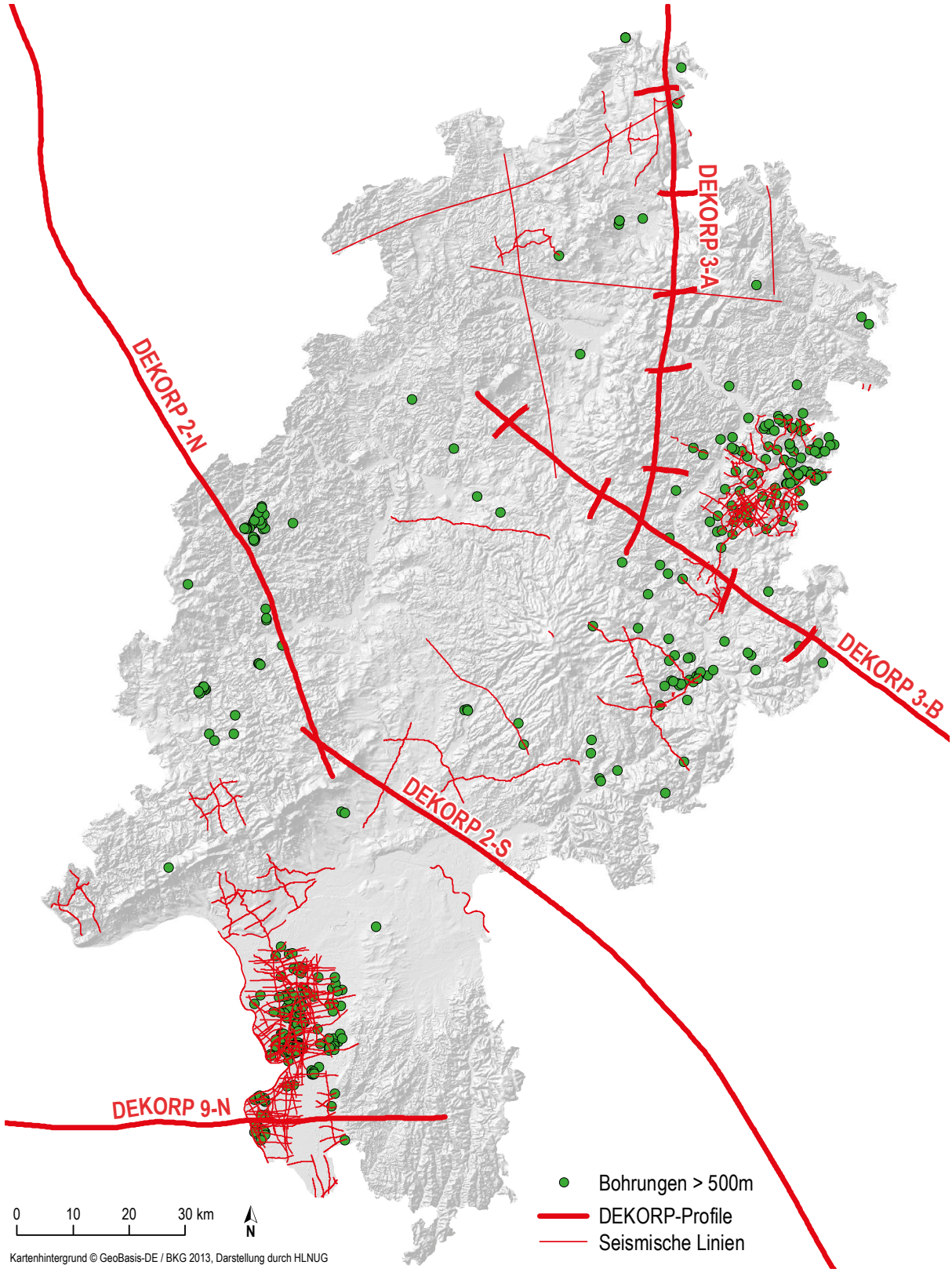


Abb. 1: Verlauf der DEKORP-Hauptprofile (dicke rote Linien) durch Hessen. Weitere seismische Profile (dünne rote Linien) und bekannte Bohrungen mit Teufen größer 500 m (grüne Punkte) sind dargestellt (nach HOMUTH et al. 2021a).

2 Datenbearbeitung

Die Reprozessierung der hessischen Anteile der DEKORP-Profile, umfasste folgende mehrstufige Herangehensweise:

1. Standard-Prozessierung zusätzlich mit Rausch-Unterdrückung, oberflächen-konsistenten Korrekturen, Dekonvolution, NMO (Normal Move-Out) / DMO (Dip Move-Out) – Stapelung
2. Tauchwellen-Tomografie der Ersteinsätze zur Bestimmung der oberflächennahen Geschwindigkeiten
3. Spezial-Prozessierung mit CRS (Common Reflection Surface) – statt CDP (Common Depth Point) – Stapelung, Post-Stack-Zeitmigration und Zeit-Tiefen-Wandlung
4. PreStack-Zeitmigration auf Basis der CRS-Stapelung
5. Finale PreStack-Tiefenmigration

Für das Profil DEKORP'88-9N wurden zusätzlich sogenannte seismische Attributanalysen, wie sie in der 3D-Sedimentseismik üblich sind, durchgeführt, um festzustellen, ob damit ebenso in der 2D-Kristallinseismik neben der reinen strukturellen Abbildung auch weitere geologische Informationen abgeleitet werden können.

Bei den Profilen DEKORP'90-3A und '90-3B wurden zusätzlich zur Hauptlinie alle ca. 20 km auch ca. 10 km lange Querlinien aktiv und passiv vermessen um Informationen über eventuelle Reflektorneigungen zu erhalten, die nicht senkrecht zum Streichen übermessen wurden. Diese Konfiguration erlaubt neben der 2D-Auswertung der Hauptlinie (Quellen und Empfänger auf der Hauptlinie), sowohl eine 2D-Auswertung der jeweiligen Querlinie (Quellen und Empfänger auf der Querlinie) als auch eine 3D-Auswertung im Bereich des Kreuzungspunkts zwischen Haupt- und Querlinien (Quellen auf der Hauptlinie und Empfänger auf der Querlinie). Die letztere Konfiguration der einfach-überdeckten passiven 3D-Fläche wurde mit den DEKORP'90-3A-Querlinien testweise im Hinblick auf die Abbildungsqualität ausgewertet.

Nur beim Profil DEKORP'84-2S wurde statt einer Vibroseismik eine Sprengseismik eingesetzt. Dies führte zu einer geringfügig anderweitigen Prozessierungsabfolge. Auch wenn die Abbildungsqualität im Bereich der Unterkruste brillant ist, ist die Auflösung im oberflächennahen Bereich aufgrund des größeren Schusspunktabstands (320 m statt sonst 40–100 m) begrenzt.

Um die Profilteile auf hessischem Landesgebiet vollständig und ohne Randeffekte bearbeiten zu können, war es notwendig, Daten einige Kilometer über die Landesgrenze hinaus mit in die Bearbeitung aufzunehmen.

Tab. 1: Angaben der reprozessierten Profillängen. Profil '88-9N wurde mit dem rheinland-pfälzischen Teil gemeinsam prozessiert, auf '90-3A wurden nur die Querlinien Q12-16 2D- und 3D-prozessiert, auf '90-3B (West) wurden nur die Querlinien Q21-24 2D-prozessiert.

Profil	Gesamtlänge (km)	Anteil in Hessen (km)	Reprozessiert (km)
DEKORP'88-9N	0 – 91,82	0 – 40,08	0 – 91,82
DEKORP'86-2N	0 – 219,02	0 – 67,28	0 – 79,78
DEKORP'84-2S	0 – 250,08	194,44 – 250,08	175,4 – 250,08
DEKORP'90-3A	0 – 128,025	23,57 – 128,025	15,3 – 128,025
DEKORP'90-3B (West)	0 – 207,65	0 – 90,4	0 – 96,775
DEKORP'90-3A (Q11-16)	6 x 9,6	5 x 9,6	5 x 9,6
DEKORP'90-3B (Q21-30)	10 x 9,6	4 x 9,6	4 x 9,6

2.1 Reprozessierung Hauptprofile

Die Reprozessierung gliederte sich bei allen Profilen im Wesentlichen in drei Stufen: (1) Aufbereitung der Messdaten einschließlich CRS-Korrekturen, (2) Stapelung und PostStack-Zeitmigration sowie (3) PreStack-Zeit- und PreStack-Tiefenmigration. Als separates Auswerteverfahren kam die Tauchwellen-Tomografie, basierend auf den Ersteinsatz-Laufzeiten der weitgehend unprozessierten Rohdaten hinzu. Nur auf dem Profil DEKORP'88-9N wurden zusätzlich seismische Attributanalysen (basierend auf der finalen PreStack-Zeitmigration) gerechnet. Innerhalb dieser Publikation werden einzelne Bearbeitungsschritte exemplarisch dargestellt. Eine ausführliche Beschreibung kann den Endberichten zur Reprozessierung entnommen werden (Wolf 2020, Wolf 2021), die auf den Webseiten des HLNUG veröffentlicht sind.

2.1.1 Prozessierungs-Phase (1): Prä-Prozessierung vor der Stapelung

Nach Aufsetzen der Geometrie wurden zur Vorbereitung der Dekonvolution die Signale von Zero Phase nach Minimum Phase konvertiert. Der Bearbeitungsschritt der Minimumphasenwandlung wurde nur bei den vier Vibroseismik-Profilen (DEKORP'88-9N, DEKORP'86-2N, DEKORP'90-3A, DEKORP'90-3B) durchgeführt, da Daten mit Sprenganregung (DEKORP'84-2S) bereits im Feld naturgemäß minimalphasig aufgezeichnet werden. Die Bestimmung der Ersteinsätze erfolgte automatisch mittels einer Energy-Ratio-Methode. Zur Beseitigung von Laufzeiteinflüssen der oberflächennahen Verwitterungsschicht lagen Korrekturwerte aus den Ersteinsätzen kritisch refraktierter Wellen (Nahlinien) vor.

Die Detektion schlechter Spuren ist essenziell für eine gute Stapelung. Die sorgfältige Eliminierung unbrauchbarer Spuren z. B. aufgrund von schlechter Geophon-Ankopplung, dauerhaft hohem Noise-Pegel, elektromagnetischen Einstreuungen, usw. garantiert ein ungetrübtes Abbild realer Strukturen. Rauschsignale mit hohen Amplituden wurden durch automatische Korrekturen beseitigt. Hierzu wurden Grenzwerte für zuvor für jede Spur berechnete Parameter (RMS-Amplitude, Spikes) festgelegt. Neben diesen Spuren wurden auch jene mit einem Amplitudenwert von Null eliminiert. Damit wurden ca. 1% der Spuren aus den Datensätzen gelöscht.

Eine entscheidende Rolle in der seismischen Datenbearbeitung spielen geeignete Amplitudenkorrekturen, die dafür sorgen, dass in der späteren Stapelung Samples gleichen Reflexionsursprungs auch mit der gleichen Wichtung summiert

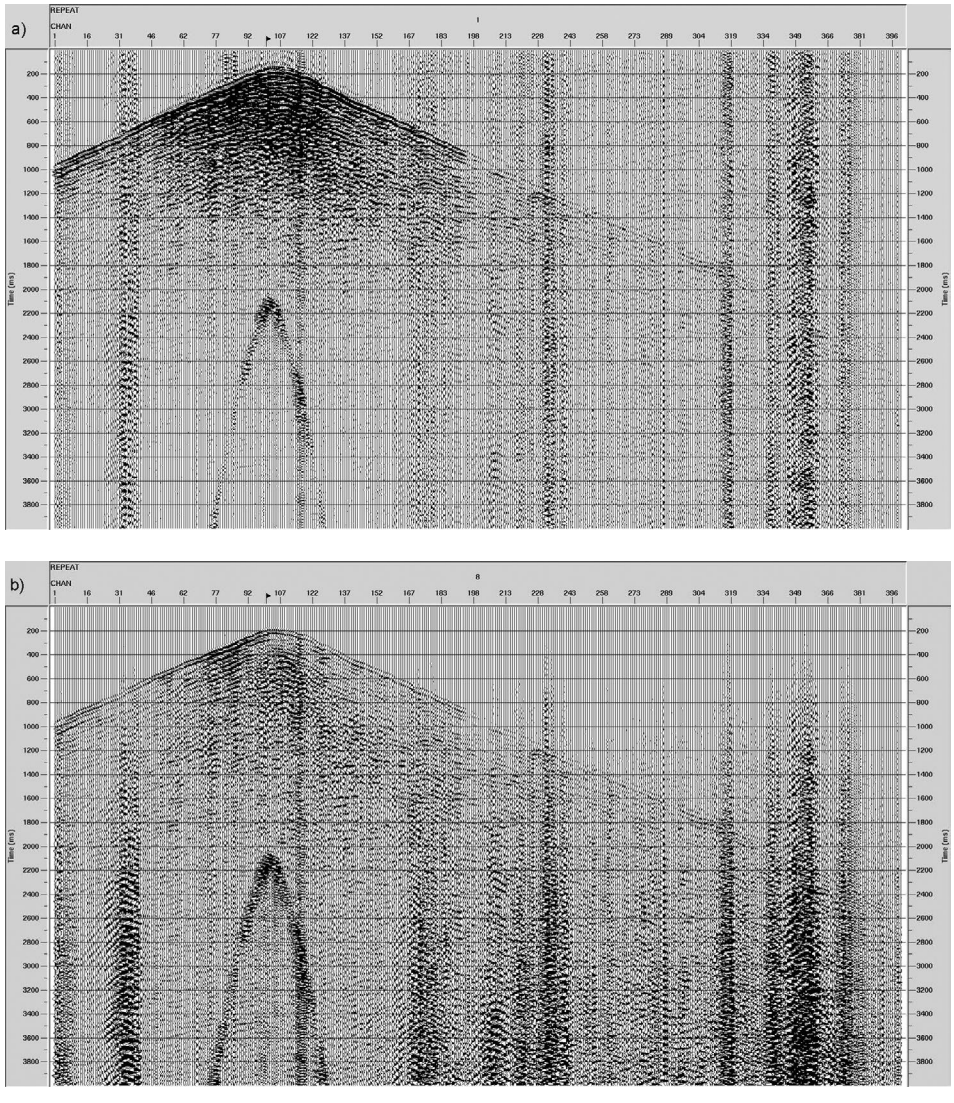


Abb. 2: Typischer Feld-Quellrekord (DEKORP'88-9N) **a**) vor und **b**) nach der sphärischen Divergenzkorrektur (Wolf 2020).

werden, um das Signal/Rausch-Verhältnis entsprechend verbessern zu können. Dies zu berücksichtigen, geschieht in mehreren Schritten:

Zum einen muss der systematische Abfall der Reflexionsamplitude mit fortschreitendem Laufweg korrigiert werden. Die Ursache dafür liegt darin, dass die Energie, die zu Beginn am Quellort konzentriert ist, mit zunehmender Entfernung bei der sich kugelförmig ausbreitenden Wellenfront auf einer immer größeren Fläche verteilt wird, d. h. die Energie pro Flächeneinheit, die zum Schluss am Geophon gemessen wird, wird abhängig von der Laufzeit deutlich kleiner (sphärische Divergenz, Abb. 2). Die Korrektur dieses Effekts ist wichtig, um die wahren relativen Amplituden wiederherzustellen. Zum anderen müssen aber auch nicht-untergrundbedingte Amplitudenvariationen aufgefangen werden (z. B. unterschiedlich gut angekoppelte Geophone, variable Quellstärke, heterogene Rausch-Bedingungen, etc.). Diese Unterschiede in den Quellamplituden und in der Ankopplung der Empfänger wurden durch eine oberflächenkonsistente Amplitudenkorrektur beseitigt.

Das ausgesendete Quellsignal besteht aus einem Wellenzug gewisser Länge, in der Regel mit mehreren, in der Amplitude abklingenden Schwingungen. Das an jedem Horizont reflektierte Signal behält im Großen und Ganzen diese Form, d. h. die Reflexionsantwort einer Schichtgrenze besteht nicht automatisch aus einem scharfen Impuls, sondern aus dem Abbild des Quellsignals, bei nah aufeinanderfolgenden Horizonten aus der additiven Überlagerung von mehr als einem solcher reflektierten Quellsignale, die nicht mehr klar zu trennen sind. Um das Quellsignal herauszurechnen und somit die Schicht-

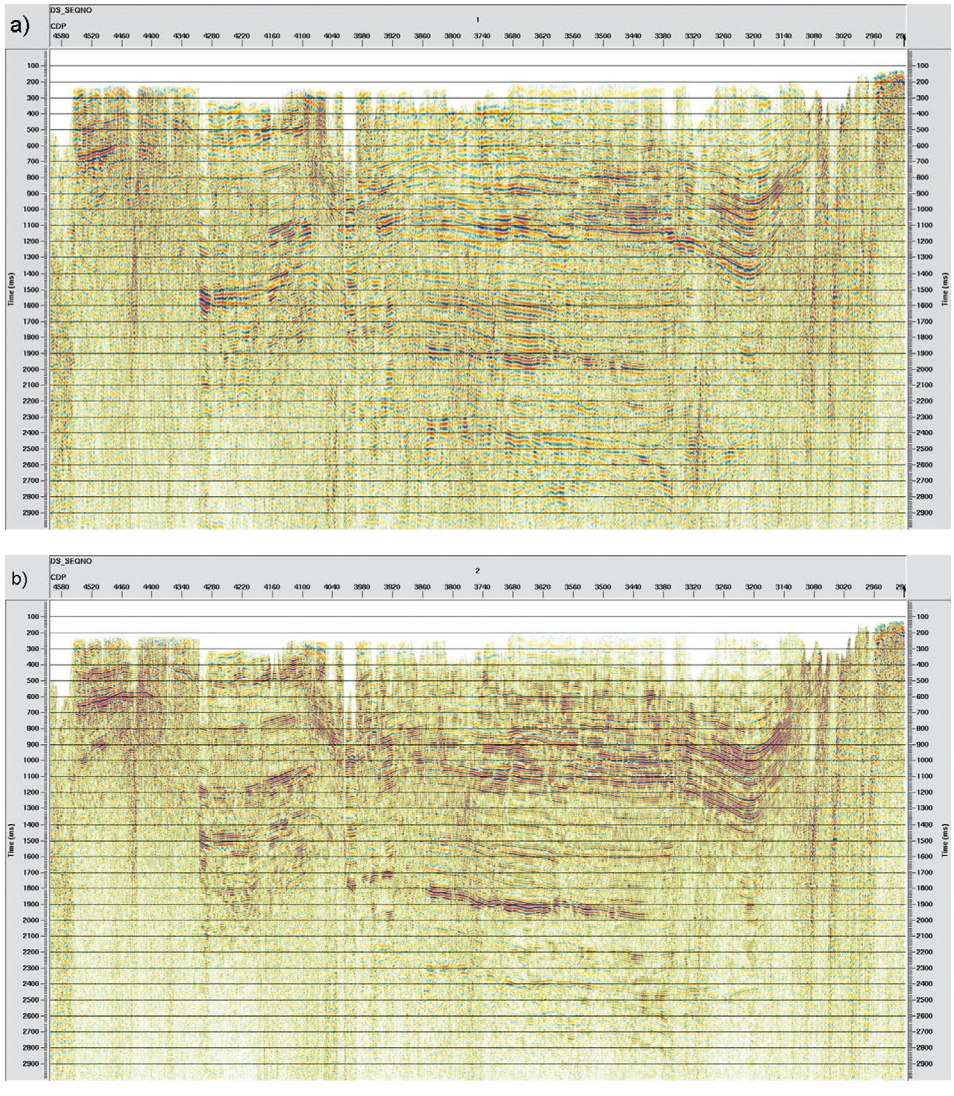


Abb. 3: **a)** Stapelung ohne Dekonvolution, **b)** Stapelung mit Dekonvolution am Beispiel eines Ausschnitts des DEKORP'88-9N-Profils (Wolf 2020)

grenzen als scharfe Impulse abzubilden, bedarf es daher einer sogenannten Dekonvolution (Abb. 3).

Parallel zur Hauptprozessierung wurde zur Bestimmung eines oberflächennahen Geschwindigkeitsmodells eine tomographische Inversion der Ersteinsatz-Laufzeiten unter der Annahme von refraktierten Tauchwellen gerechnet. Das finale Geschwindigkeitsmodell wurde nach oben durch die aktuelle Geländehöhe und nach unten auf den verlässlichen Bereich, basierend auf der tatsächlichen Strahlüberdeckung, beschnitten (Abb. 4). Die so ermittelten Geschwindigkeitsmodelle sind vergleichsweise hochaufgelöst und entsprechen absoluten lokalen Intervallgeschwindigkeiten, sind allerdings hinsichtlich der Eindringtiefe aufgrund des limitierten maximalen Quell-Empfänger-Abstands begrenzt.

Auch die Reduktion kohärenter Rausch-Anteile ist wichtig bei der Vor-Prozessierung, da sie oft die kohärenten Nutzsignal-Anteile überlagern bzw. als solche fehlinterpretiert werden können. Vor der Stapelung wurden daher Luftschall, Oberflächenwellen und temporäre Spike-/NoiseBurst-Ereignisse eliminiert.

Statische Laufzeitkorrekturen wurden in zwei Stufen vorgenommen, einerseits vor der dynamischen Korrektur zunächst von Geländehöhe auf ein variables Bezugsniveau (welches de facto den stark geglätteten Geländehöhen entspricht), und

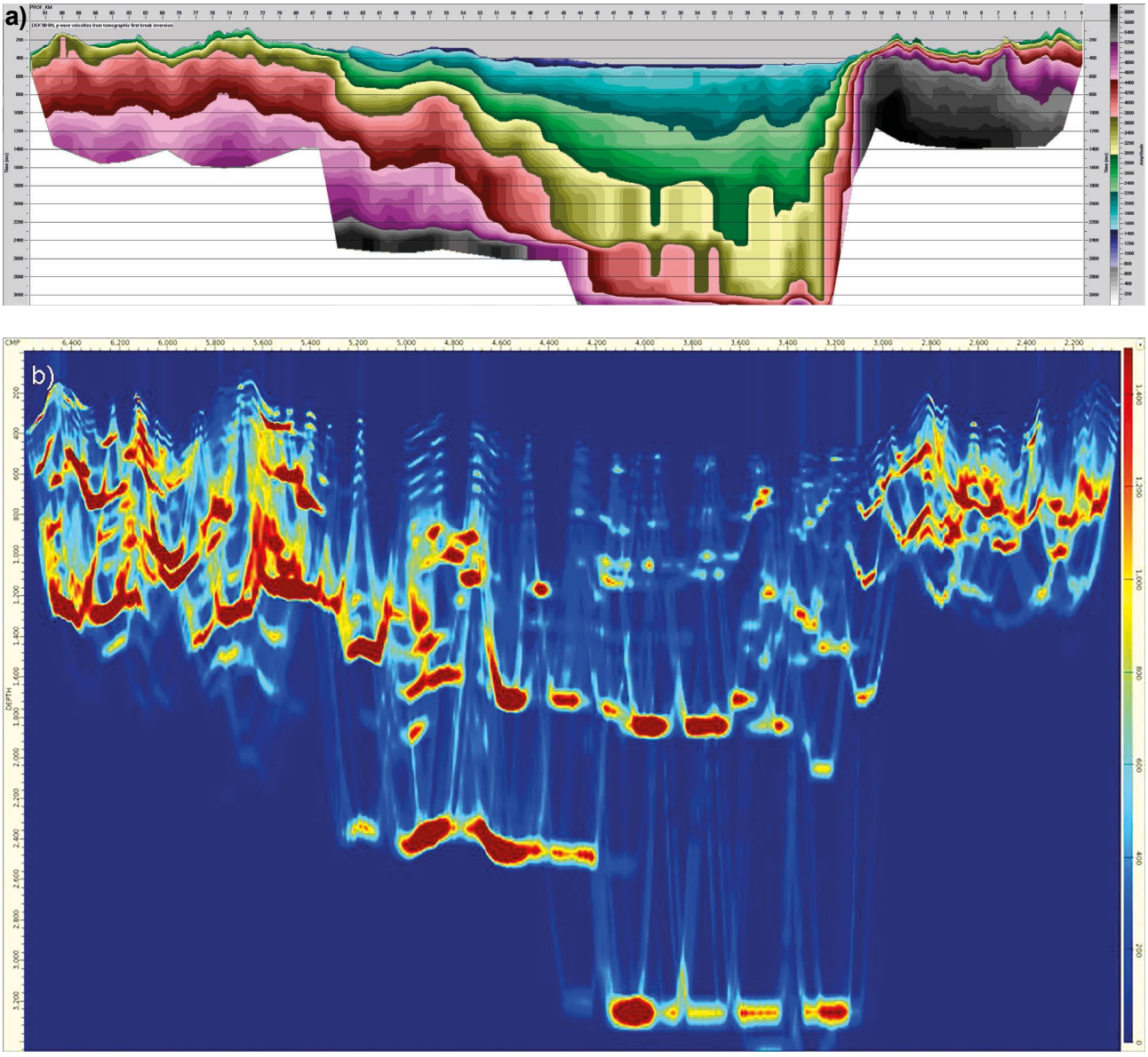


Abb. 4: **a)** Tomografie Intervall-Geschwindigkeitsfeld und **b)** Tomografie Strahlüberdeckung (Wolf 2020) am Beispiel des DEKORP'88-9N-Profils. Die Tiefe 0 m ist auf die größte im Profil vorkommende Geländehöhe bezogen, um negative Tiefen zu vermeiden.

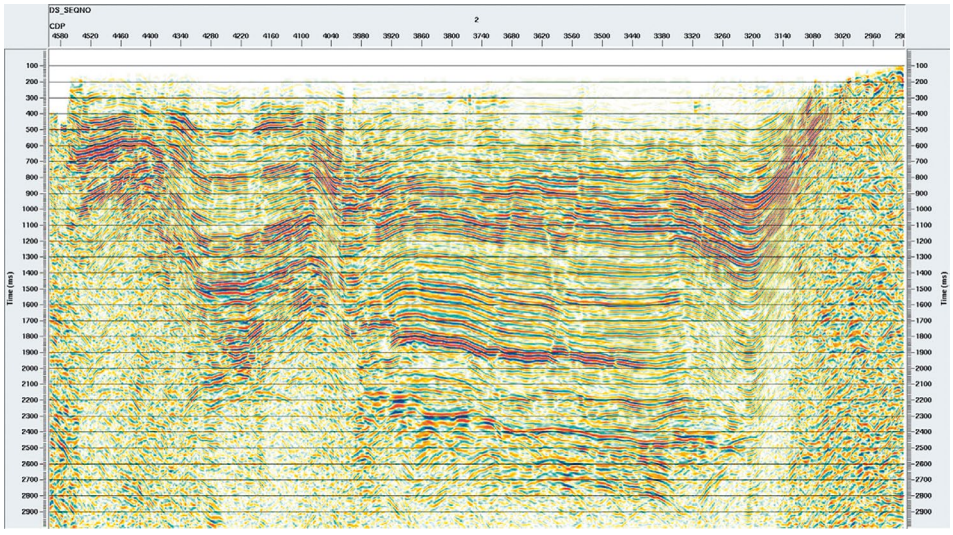


Abb. 5: Ergebnis der CRS-Stapelung für einen Ausschnitt (Bereich des Oberrheingrabens) des DEKORP'88-9N-Profils (Wolf 2020)

andererseits nach der dynamischen Korrektur auf ein finales, konstantes Bezugsniveau, das für jedes Profil separat festgelegt wurde. Unter statischer Zeitkorrektur versteht man die konstante vertikale Verschiebung einer seismischen Spur, um individuelle Verzögerungszeiten, bedingt durch unterschiedliche Entfernungen der tatsächlichen Geophon- bzw. Quellposition zum finalen Bezugsniveau (Geländehöhen-Korrektur) oder bedingt durch Variation der im Allgemeinen hoch-heterogenen, lokalen Verwitterungsschicht-Mächtigkeit oder -Geschwindigkeit (Langsamschicht-Korrektur), zu berücksichtigen.

Ein Hauptkern der Reprozessierung ist die Anwendung der Common Reflection Surface (CRS)-Methode (Abb. 5). Sie gehört seit einigen Jahren zur Standardprozessierung. Der typische Weg, um die notwendigen tiefen-, offset- und untergrund-abhängigen dynamischen Laufzeitkorrekturen anzubringen, ist die Anwendung einer variablen Normal Move-Out (NMO)- bzw. im Falle von größeren bzw. veränderlichen Reflektorneigungen, einer Dip Move-Out (DMO)-Korrektur. Eine Alternative zur klassischen NMO/DMO-Zero Offset-Stapelung ist der Einsatz der CRS-Methode, die nicht einfach Spuren desselben theoretischen gemeinsamen Reflexionspunkts im Untergrund (CDP) summiert, sondern berücksichtigt, dass die an einem Oberflächenpunkt gemessene Reflexionsinformation in Wirklichkeit von einem gewissen, größeren (im allgemeinen Fall gekrümmten) Reflektor-Segment, abhängig von Tiefe, Frequenz und lokaler Geschwindigkeit, herrührt. Das Summieren über diese Segmente führt nicht nur zu einem physikalisch korrekteren Abbild, sondern auch zu einem deutlich verbesserten Signal/Rausch-Verhältnis. Die fundamentale Idee der CRS-Stapelung basiert auf der Annahme, dass ein geschichtetes Untergrundmodell durch die Positionen, Neigungen und Krümmungen lokaler Reflektoren charakterisiert ist. Die Verbesserung durch den Einsatz der CRS-Methode gegenüber der NMO-Methode ist immens, wie die Gegenüberstellung der konventionell bearbeiteten NMO-Stapelungen und der neuen CRS-Stapelungen bei allen reprozessierten DEKORP-Profilen eindrücklich zeigen (siehe Kap. 3).

2.1.2 Prozessierungs-Phase (2): Stapelung und PostStack-Zeitmigration

Nach Abschluss aller Zeit- und Amplitudenkorrekturen wurde die eigentliche Stapelung durchgeführt. Um die Erkennbarkeit von Reflexionen zu erhöhen, wurden verschiedene Verfahren der lateralen Kohärenzverstärkung eingesetzt. Seismische Profile werden üblicherweise als Zeitsektionen dargestellt, da die Zweiweg-Laufzeit der seismischen Welle (von der Quelle zum Untergrund-Reflexionspunkt und zurück zum Empfänger) der eigentliche Messparameter ist. Diese Größe ist aber für die Interpretation oft nicht gut geeignet. Die sich ergebenden, tatsächlichen Tiefen sind aber vom Geschwindigkeitsverlauf darüber abhängig. Das bedeutet, dass dieselbe gemessene Laufzeit in einem langsameren Sediment eine geringere Tiefe als in einem schnelleren Salzkörper aufweist, während die Tiefe im noch schnelleren Kristallin wiederum größer ist. Ist der Geschwindigkeits-Tiefen-Verlauf im Bereich des Messgebiets bekannt, kann damit die Laufzeitachse positionsabhängig so verzerrt werden, dass sich daraus formal eine Tiefen-Achse ergibt.

Die seismische Migration ist der Prozess, der jede gemessene Amplitude an den potenziellen Ort ihrer Entstehung zurückrechnet, d. h. Reflektor-Elemente erscheinen danach mit ihrer wahren Neigung an ihrem wahren Ort. An Ecken und Kanten gestreute Energie (Diffraktionen) wird in ihr Streuzentrum konzentriert und die sich im Zusammenhang mit Mul-

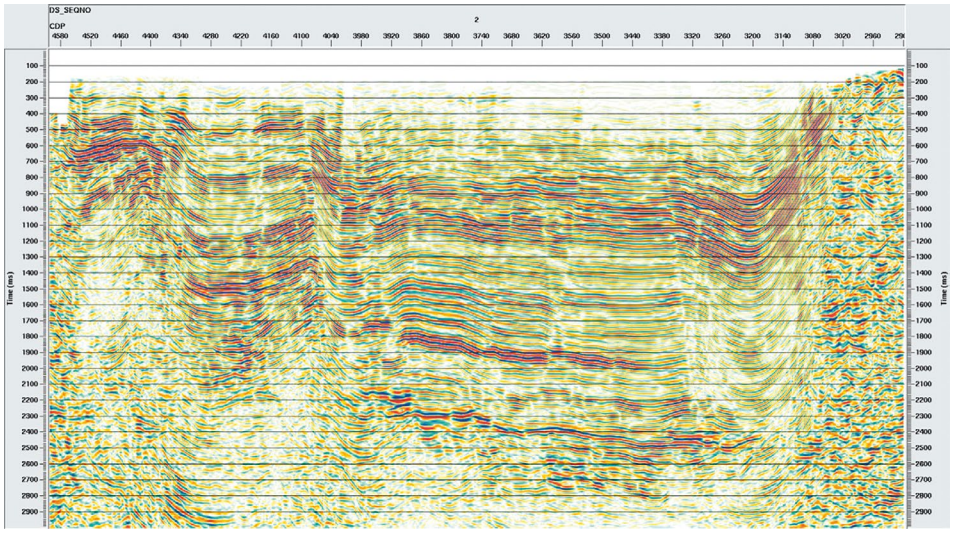


Abb. 6: Ergebnis der PostStack-Zeitmigration (PoSTM) für einen Ausschnitt (Bereich des Oberrheingrabens) des DEKORP'88-9N-Profils (Wolf 2020). Die Reflektoren weisen die korrekten Positionen und Formen auf.

den und Satteln ergebenden Strukturen werden in die korrespondierenden korrekten Synklinal- und Antiklinal-Strukturen gewandelt. Als Nebeneffekt wird gleichzeitig auch das Auflösungsvermögen erheblich erhöht. Die Migration dient damit der Fokussierung der Reflexionselemente und der lage- und teufenrichtigen Abbildung der Strukturen im Untergrund. Durch den Migrationsprozess werden insbesondere steile Flanken von Reflexionselementen und Diskontinuitäten (z. B. Verwerfungen) korrekt abgebildet.

Zunächst wurde eine PostStack-Zeitmigration (Abb. 6) nach der Methode der Finite-Differenzen durchgeführt. Als Migrationsgeschwindigkeiten dienten Intervallgeschwindigkeiten, die aus den Stapelgeschwindigkeiten nach Glättung und Skalierung berechnet wurden. Eingangsdaten waren jeweils die CRS-Stapelung ohne Kohärenzverstärkung. Die Post-Migrationsprozessierung zur Kohärenzverstärkung entsprach derjenigen, die bereits auf die CRS-Stapelung angewandt wurde (Dip-Attenuation, τp- und fk-Filter sowie fx-Dekonvolution und Amplitudenkompression mit abschließender Bandpass-Filterung und Zero-Phase-Transformation). Auf eine Tiefenwandlung nach der Zeitmigration wurde verzichtet, ebenso auf eine PostStack-Tiefenmigration.

2.1.3 Prozessierungs-Phase (3): PreStack-Zeit- und Tiefenmigration

Für die PreStack-Zeitmigrationen der DEKORP-Daten wurden die CRS-korrigierten Gather als Eingangsdaten verwendet. Mittels engmaschiger, interaktiver Fokussierungsanalysen entstand ein detailliertes Intervallgeschwindigkeits-Zeit-Modell, das für die Migration verwendet wurde. Die final prestack-zeitmigrierten Daten wurden dann einer klassischen CDP-Stapelung zugeführt, auf das anschließend eine PostMigrations-Prozessierung zur Kohärenzverstärkung, vergleichbar derjenigen nach der CRS-Stapelung bzw. der PostStack-Zeitmigration (SteepDip-Attenuation, τp- und fk-Filter sowie fx-Dekonvolution und Amplitudenkompression mit abschließender Bandbreite-Beschränkung und ZeroPhase-Transformation) angewandt wurde. Die PreStack-Zeitmigration liefert ein sichtbar besseres und schärferes Abbild im Vergleich zur PostStack-Zeitmigration, vor allem in Bereichen, in denen innerhalb der Migrationsapertur starke laterale Geschwindigkeitskontraste oder steilstehende Reflektoren oder Störungen auftreten, wie z. B. im Bereich der östlichen Rheingrabenverwerfung im Profil DEKORP'88-9N (Abb. 7).

Den Abschluss der DEKORP-Reprozessierung bildete die finale PreStack-Tiefenmigration (Abb. 8). Sie liefert die potenziell beste Abbildung auch bei komplexen geologischen Strukturen, erfordert aber auch die höchste Genauigkeit beim verwendeten Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das ohne Vorhandensein von Bohrlochmessungen in der Regel nicht vorhanden ist und nur sehr eingeschränkt aus den Daten selbst abgeleitet werden kann. In das Verfahren gingen die zerophase-gewandelten CRS-Gather, die oberflächennahen Geschwindigkeitsfelder der Tauchwellen-Tomografie (für Tiefen 0–2 km), die finalen, tiefengewandelten PreSTM-Geschwindigkeitsfelder (für Tiefen von 2–6 km) sowie vom GFZ Potsdam bereitgestellte, längs der DEKORP-Linien extrahierte, Geschwindigkeits-Funktionen aus einem Krustenmodell für ganz Deutschland (Mechie 2007) für Tiefen von 6 bis 40 km ein. Daraus wurde mit angepasster Glättung ein Geschwindigkeits-Tiefen-Startmodell kompiliert. Die nachfolgende PostMigrations-Prozessierung entsprach wiederum derjenigen nach der PreStack-Zeitmigration.

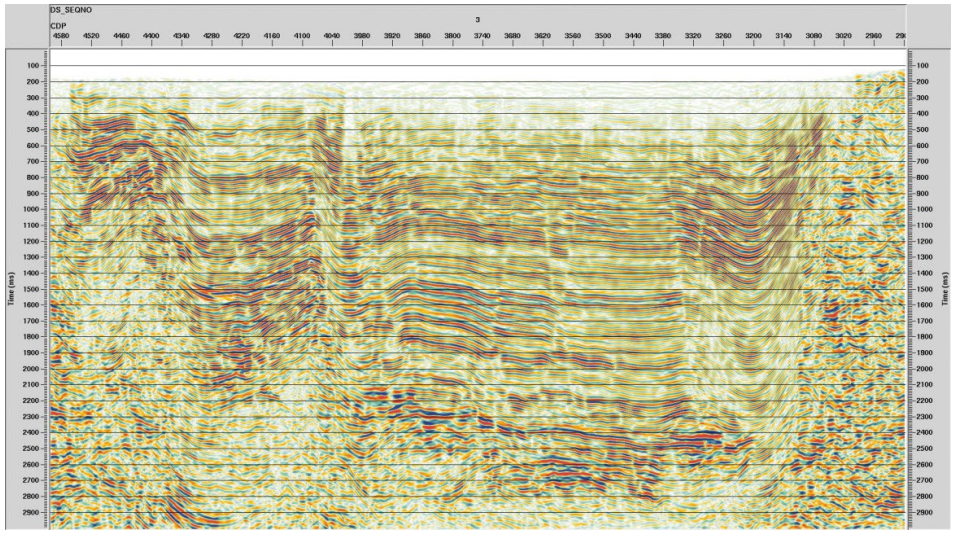


Abb. 7: Ergebnis der PreStack-Zeitmigration (PreSTM) für einen Ausschnitt (Bereich des Oberrheingrabens) des DEKORP'88-9N-Profils (WOLF 2020)

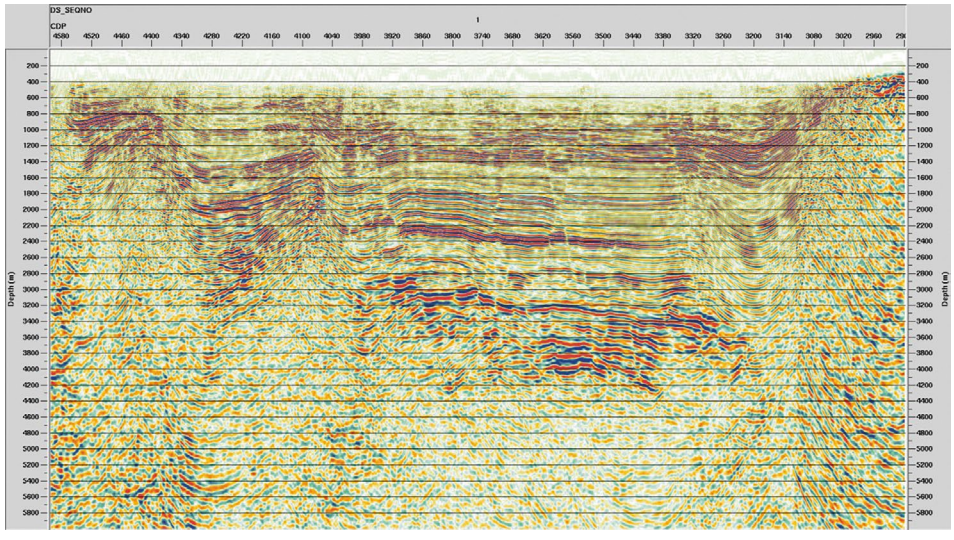


Abb. 8: Finale PreStack-Tiefenmigration (PreSDM) für einen Ausschnitt (Bereich des Oberrheingrabens) des DEKORP'88-9N-Profils (WOLF 2020)

2.2 Reprozessierung Querprofile

Reflexionsseismische 2D-Profile sind naturgemäß nur in der Lage, solche Strukturen, die senkrecht zu ihrem Streichen übermessen werden, in Profilrichtung mit ihrer wahren Neigung wiederzugeben. Um Fehlinterpretationen zu verringern wurden ab 1990 bei den DEKORP-Profilen zusätzlich zur Hauptlinie in gewissen Abständen nur wenige Kilometer lange Querlinien aufgestellt, die einerseits alle Anregungen auf der Hauptlinie passiv mitregistrierten, auf denen aber auch aktiv Anregungen stattfanden. Auf den Profilen DEKORP'90-3A lagen die 5 Querlinien Q12 bis Q16 und auf DEKORP'90-3B die 4 Querlinien Q21 bis Q24 auf hessischem Landesgebiet, jeweils ca. 9,6 km lang, in einem Abstand von ca. 20 km voneinander entfernt und die Hauptlinien in etwa senkrecht kreuzend. Dadurch sind neben der eigentlichen 2D-Auswertung der Hauptlinien auch für jede Querlinie sowohl eine 2D-Auswertung als auch eine 3D-Auswertung möglich.

Die 2D-Prozessierung der 9 Querlinien entsprach im Allgemeinen der Prozessierung der Hauptlinien (CDP-Geome-

triezuordnung, Minimum Phase-Wandlung, automatisches Editieren schlechter Spuren, sphärischer Divergenz- und oberflächenkonsistenter Amplitudenausgleich, oberflächenkonsistente Dekonvolution, Statische Korrekturen, Dynamische Korrekturen und automatische Reststatik, Frequenzfilterung sowie Luftschall-, Oberflächenwellen- und Spike-/NoiseBurst-Unterdrückung), bevor die Daten in die CRS-Prozessierung gegeben wurden. Analog zu denen der zugehörigen Hauptlinien, wurden PostStack-Zeit-, PreStack-Zeit und PreStack-Tiefenmigrationen gerechnet.

Ein weiterer Ansatz zur Auswertung der Querlinienregistrierungen ist die Kombination der Hauptlinien-Vibrationsanregungen mit den Querlinien-Geophonen. Da beide Linien senkrecht zueinander verlaufen, ergibt sich in der Summe eine den Untergrund einfach überdeckende 3D-Fläche von ca. 10 km x 5 km. Auch bei der 3D-Auswertung der Querlinien wurde im Wesentlichen die gleiche Prä-Prozessierung angewendet, wie für die 2D-Haupt- und -Querlinien.

Die Datenqualität der Querlinien-Bearbeitungen ist aufgrund der geringen Untergrundüberdeckung (max. 8-fach bei der 2D-Aufzeichnung, ~1-fach bei der 3D-Aufzeichnung) naturgemäß nicht vergleichbar mit der Überdeckung der Hauptlinien-Bearbeitung (Überdeckung Vibroseismik 80 – 200-fach, Sprengseismik 25-fach). Dennoch kann für einzelne Schlüsselreflektoren bei der 2D-Prozessierung der jeweilige Neigungsanteil in Hauptprofilrichtung und derjenige senkrecht dazu in Querlinienrichtung abgebildet werden, sowie bei der 3D-Prozessierung sogar die wahre Reflektorfläche im Raum. Dadurch wird auch die Richtigkeit des Migrationsergebnisses in Bezug auf die korrekte Tiefe und räumliche Lage nachweisbar.

3 Vergleich mit Erstprozessierung

Im Folgenden werden die einzelnen Profile der Reprozessierung mit den Erstprozessierungen verglichen. Zum Vergleich werden jeweils die finalen CDP-Stapelungen der Erstprozessierung mit den CRS-Stapelungen und der finalen PreStack-Tiefenmigration der Reprozessierung dargestellt. Unter **https://www.hlnug.de/geologie/seismik/dekorp** können hochauflösende Bilddateien zu den einzelnen Profilen abgerufen werden.

3.1 DEKORP'84-2S

Das Profil DEKORP'84-2S (Abb. 9) wurde in 1984 aufgezeichnet (DEKORP Research Group 1985, Behr & Heinrichs 1987). Die Daten der Erstprozessierung sind in Stiller et al. (2020) veröffentlicht. In der Reprozessierung wurden die nördlichen 50 km des 250 km langen Profils bearbeitet. DEKORP 2 besteht aus den drei Segmenten 86-2Q, 86-2N und 84-2S. DEKORP'84-2S war die erste DEKORP-Linie und die einzige, die Sprengstoff als seismische Quelle verwendete. Das 250 km lange, SE-NW-streichende Profil erstreckt sich vom rhenoherzynischen Taunus bis zur Donau und durchquert dabei die Wetterau, den Spessart und das Nördlinger Ries. Das Profil DEKORP'84-2S ist die südliche Fortsetzung des DEKORP'86-2N-Profils, das bei Profil-km 246,08 geschnitten wird. Die neu aufbereiteten Datensätze enthalten einen Teilabschnitt des gesamten DEKORP'84-2S-Profils mit einer Gesamtlänge von 50 km CDP-Überdeckung, die den nördlichen Teil des Profils durch das Bundesland Hessen abdeckt.

Das Profil DEKORP'84-2S ist von besonderem Interesse, um die seismische Auflösung des Taunus einschließlich des Taunuskamms sowie der tertiären Wetterauer Senke, der permischen Wetterauscholle und eines kleinen Teils des kristallinen Spessarts zu untersuchen.

Die seismischen Schnitte von DEKORP'84-2S (Abb. 10 und 11) zeigen deutlich sichtbare, überwiegend SE-einfallende Reflektoren, die auf eine flache und rampenförmige Tektonik und eine Differenzierung in eine stark reflektierende untere Kruste und eine weniger reflektierende obere Kruste hinweisen. Durch die Verwendung von Sprenggeschossen mit relativ großen Abständen als seismische Quelle konnten für die oberste Erdkruste im Vergleich zur Erstbearbeitung und zu den anderen DEKORP (Vibroseis)-Untersuchungen weniger neue Informationen gewonnen werden. Eine deutliche Moho-Reflexion ist im gesamten Profilschnitt in einer Tiefe von ca. 26 bis 28 km identifizierbar.

Die reprozessierten Daten sind in Homuth & Stiller (2022a) veröffentlicht und können im Metadaten-Portal des GeoForschungsZentrum Potsdam unter dem angegebenen Link (siehe Literaturverzeichnis) angefragt werden.

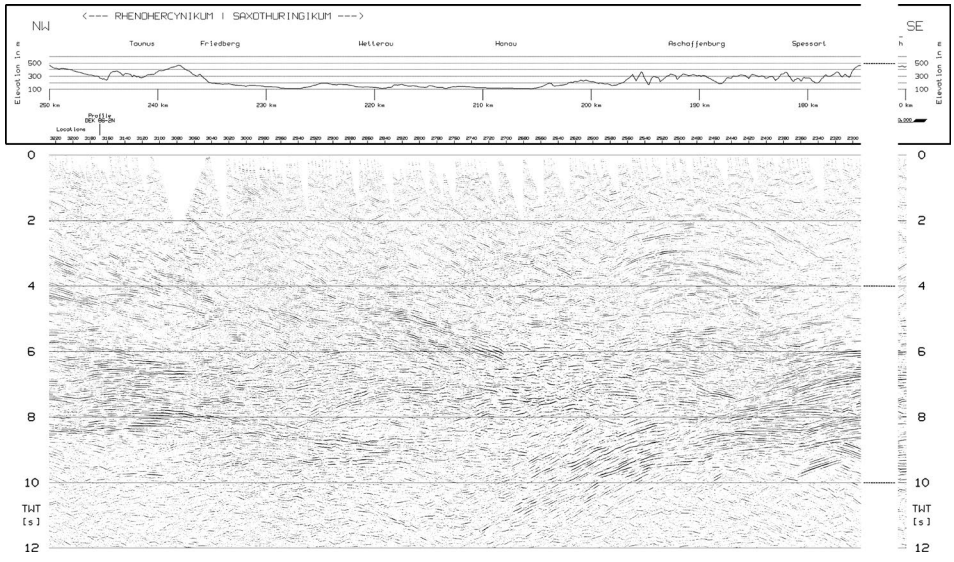


Abb. 9: Finale CDP-Stapelung der Erstprozessierung des Profils DEKORP'84-2S (MEISSNER & BORTFELD 1990), beschnitten auf den reprozessierten Bereich

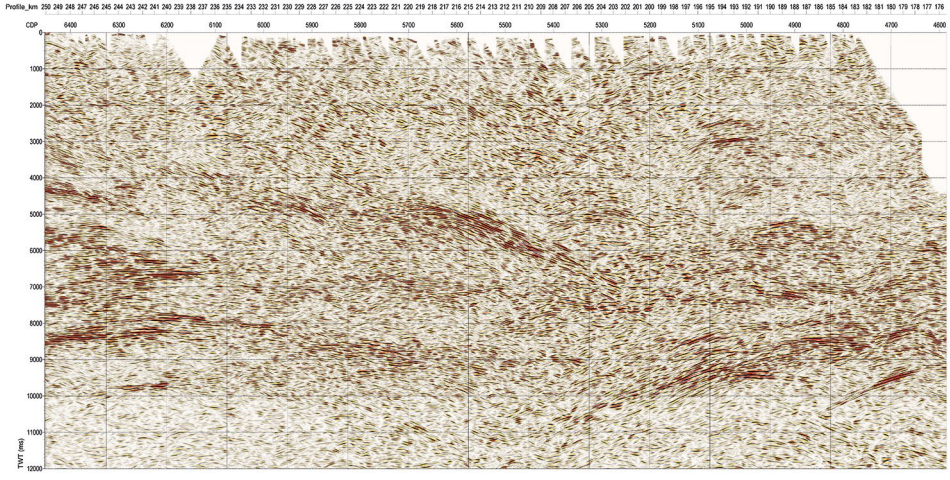


Abb. 10: CRS-Stapelung des reprozessierten Profilbereichs von DEKORP'84-2S.

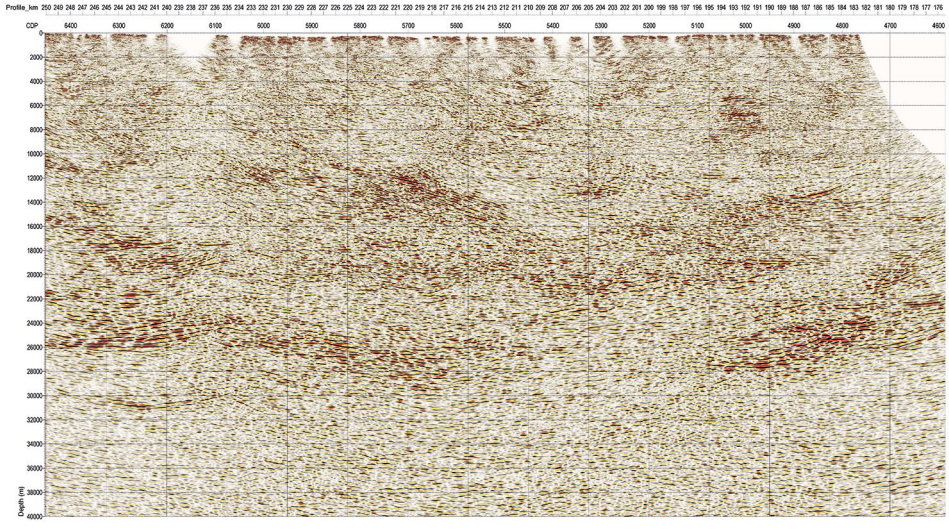


Abb. 11: Finale PreStack-Tiefenmigration des reprozessierten Profilbereichs von DEKORP'84-2S.

3.2 DEKORP'86-2N

Das Profil DEKORP'86-2N (Abb. 12) wurde in 1986 aufgezeichnet (DEKORP Research Group 1990, Franke et al. 1990). Die Daten der Erstprozessierung sind in Stiller et al. (2021a) veröffentlicht. In der Reprozessierung wurden die südlichen 68 km des 219 km langen Profils bearbeitet.

Das 219 km lange, SSE-NNW streichende DEKORP'86-2N-Profil liefert einen Querschnitt durch das Rheinische Schiefergebirge vom subvariskischen Münsterlandbecken im Norden bis zum rhenoherzynischen Taunus im Süden. Das Profil ist die nördliche Fortsetzung von DEKORP'84-2S, welches bei Profil-km 7,72 geschnitten wird. Die neu aufbereiteten Datensätze enthalten einen Teilabschnitt des gesamten DEKORP'86-2N mit einer Gesamtlänge von 67,84 km CDP-Überdeckung, die den südlichen Teil des Profils durch das Bundesland Hessen abdeckt.

Das Profil DEKORP'86-2N ist von besonderem Interesse, um die seismische Auflösung des Rheinischen Schiefergebirges und seiner verschiedenen Strukturen, wie dem Siegener Sattel und der Dill- und Lahnmulde, zu untersuchen. Im südlichsten Teil reicht das Profil in den rhenoherzynischen Taunus bis zum Taunuskamm.

Die reprozessierten seismischen Abbilder von DEKORP'86-2N (Abb. 13 und 14) zeigen klare, tiefreichende Reflexionen entlang der Verlängerung des gesamten Profils und unterstützen damit neuere Erkenntnisse über Deckenstrukturen im hessischen Teil des Rheinischen Schiefergebirges (Nesbor 2021). Die Reflexionen sind deutlicher sichtbar als in der Erstprozessierung. Alle sichtbaren Strukturen sind hauptsächlich SE-einfallende Reflexionen in der oberen Kruste, die lithologische Kontraste sowie aus der Oberflächengeologie bekann-

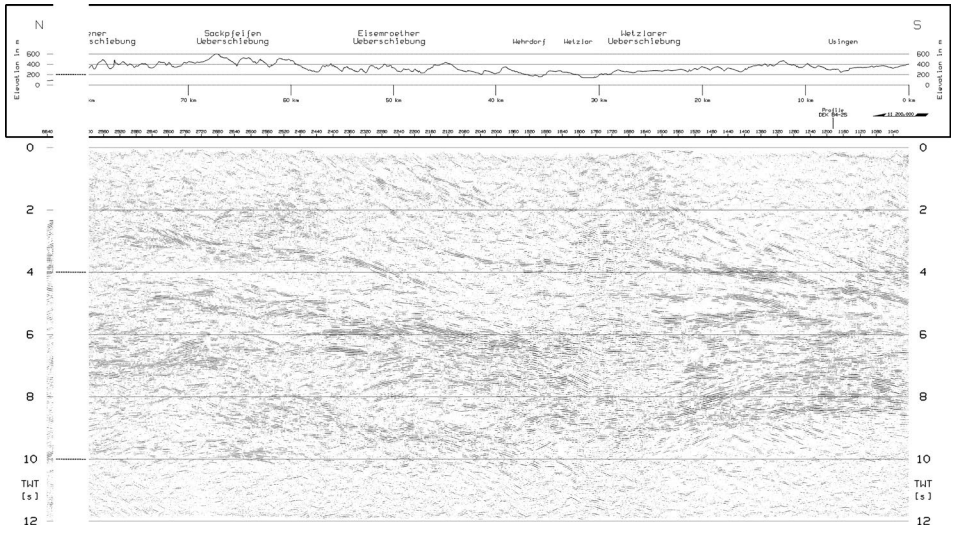


Abb. 12: Finale CDP-Stapelung der Erstprozessierung des Profils DEKORP'86-2N (Meissner & Bortfeld 1990), beschnitten auf den reprozessierten Bereich

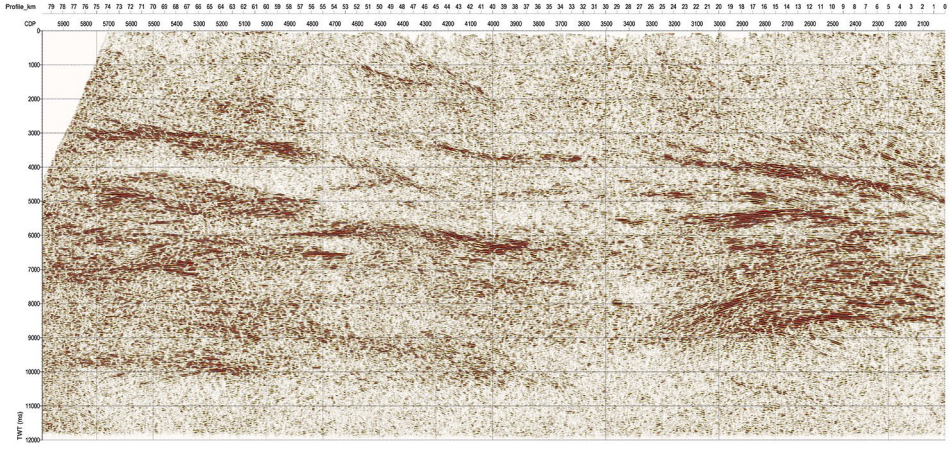


Abb. 13: CRS-Stapelung des reprozessierten Profilbereichs von DEKORP'86-2N

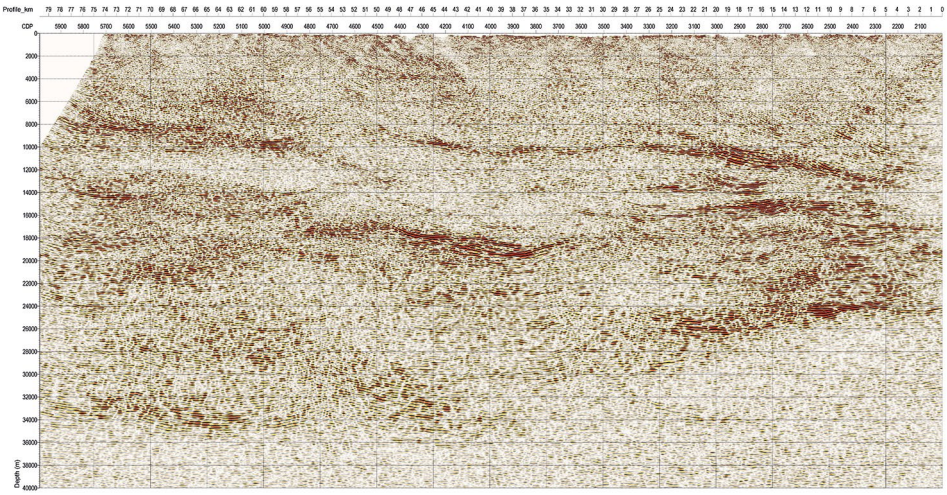


Abb. 14: Finale PreStack-Tiefenmigration des reprozessierten Profilbereichs von DEKORP'86-2N

te Überschiebungen darstellen. In der unteren Kruste sind hochreflektierende überwiegend SE-einfallende Reflektoren zu erkennen. Moho-Reflexionen sind deutlich erkennbar und vertiefen sich nach NW.

Die reprozessierten Daten sind in Homuth & Stiller (2022b) veröffentlicht und können im Metadaten-Portal des GeoForschungsZentrum Potsdam unter dem angegebenen Link (siehe Literaturverzeichnis) angefragt werden.

3.3 DEKORP'88-9N

Das Profil DEKORP'88-9N (Abb. 15) wurde in 1988 aufgezeichnet (Wenzel et al. 1991, Brun et al. 1992). Die Daten der Erstprozessierung sind in Stiller et al. (2019) veröffentlicht. In der Reprozessierung wurde in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz das gesamte Profil bearbeitet.

Das 92 km lange, von Ost nach West verlaufende Profil DEKORP'88-9N durchquert den nördlichen Teil des tertiären Oberrheingrabens. Es beginnt im Osten im Odenwald, durchquert die tertiären Sedimente und quartären Aufschüttungen im nördlichen Oberrheingraben und endet im Westen in den spätpaläozoischen Abfolgen des Saar-Nahe-Beckens. Dort überquert es die permische rhyolitische Donnersberg-Intrusion.

Das Profil DEKORP'88-9N ist von besonderem Interesse zur Untersuchung der seismischen Auflösung der Basis der känozoischen Grabenfüllung, des Verlaufs von Störungen in den Sedimenten des nördlichen Oberrheingrabens, des Übergangs zum kristallinen Odenwald an der östlichen Grabenrandstörung, des Übergangs zum Saar-Nahe-Becken im Westen und des Übergangs vom kristallinen Odenwald zum Buntsandstein-Odenwald im Osten des Profils. Die zusätzlichen Attributanalysen wurden durchgeführt, um möglicherweise bisher unbekannte Störungen oder Bruchzonen zu erkennen.

Die seismischen Zeit- und Tiefenschnitte von DEKORP'88-9N (Abb. 16 und 17) zeigen unterschiedliche Krustenstrukturen auf beiden Seiten des Grabens und einige Hinweise auf einfallende Reflexionen im westlichen Mantelbereich, die auf die Entstehungsgeschichte des Oberrheingrabens hinweisen könnten. Eine wichtige neue Erkenntnis, die in der Erstprozessierung nicht sichtbar war, ist das Vorhandensein einer permo-triassischen Schicht im Oberrheingraben, die deutlich mächtiger ist als bisher kartiert (> 600 m) und somit die Oberkante des Grundgebirges über 600 m tiefer abbildet als in der Originalprozessierung (Abb. 18).

Die reprozessierten Daten sind in Homuth et al. (2021b) veröffentlicht und können im Metadaten-Portal des GeoForschungsZentrum Potsdam unter dem angegebenen Link (siehe Literaturverzeichnis) angefragt werden.

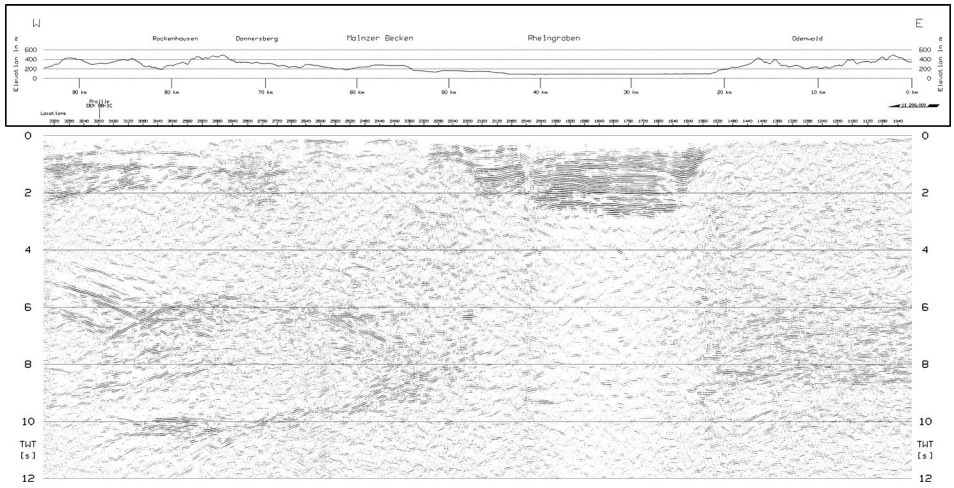


Abb. 15: Finale CDP-Stapelung der Erstprozessierung des Profils DEKORP'88-9N (MEISSNER & BORTFELD 1990)

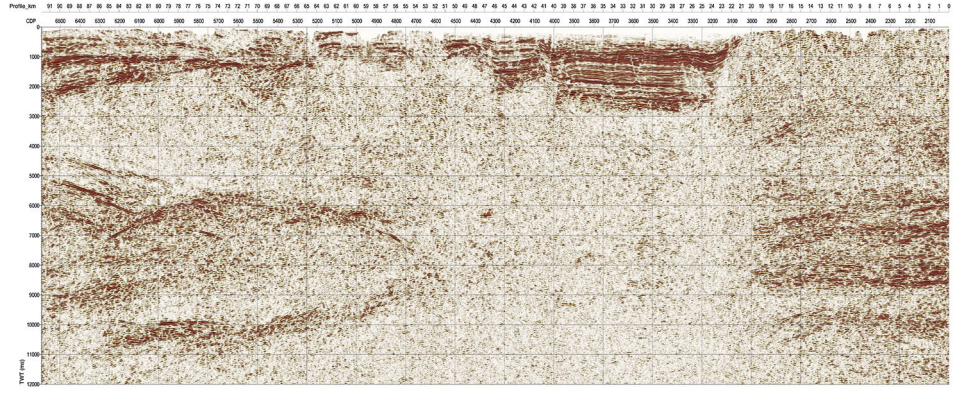


Abb. 16: CRS-Stapelung der Reprozessierung von DEKORP'88-9N (HOMUTH et al. 2021a)

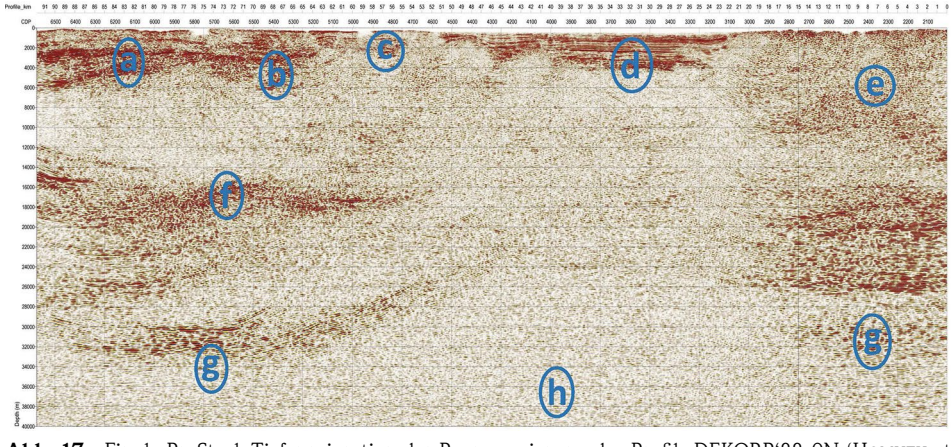


Abb. 17: Finale PreStack-Tiefenmigration der Reprozessierung des Profils DEKORP'88-9N (HOMUTH et al. 2021a). a) Sedimente des Saar-Nahe-Beckens, b) Rhyolite des vulkanischen Donnersberg Komplexes, c) Triassische Sedimente im Mainzer Becken, d) Sedimente im nördlichen Oberrheingraben, e) Plutonite des kristallinen Odenwaldes, f) Übergang von oberer zu unterer Kruste, g) Moho, h) potenzielle Reflexionen des oberen Mantels.

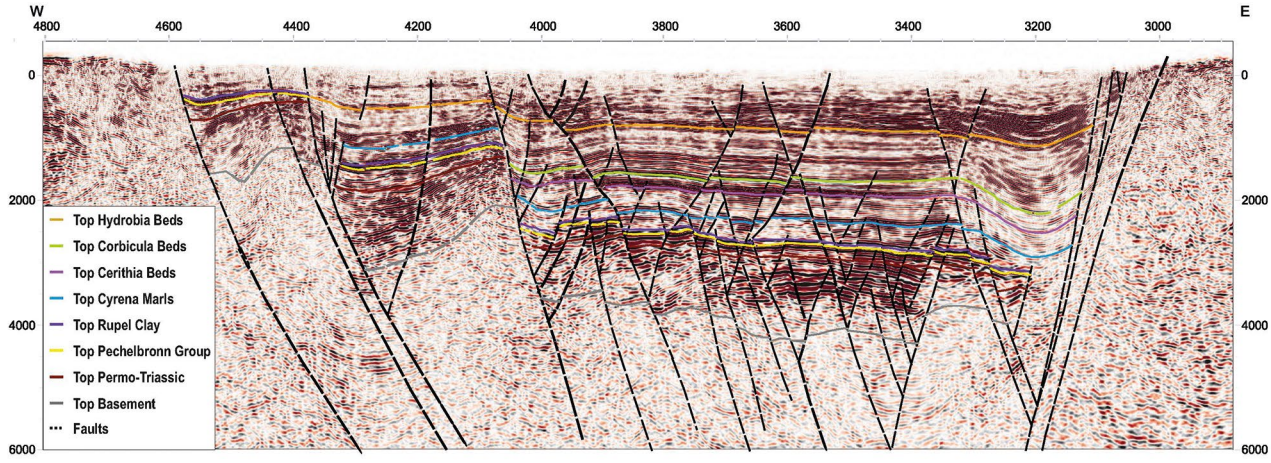


Abb. 18: Interpretation von Störungen und seismischen Reflektoren in der PreStack-Tiefenmigration der Reprozessierung des Profils DEKORP'88-9N (HOMUTH et al. 2021a, BÄR et al. 2021). Dargestellt ist ein Zoom auf die Region des nördlichen Oberrheingrabens (siehe Abb. 17d). Es konnten im Vergleich zu früheren Interpretationen zusätzliche Horizonte und Störungen in bisher nicht vorhandenem Detailgrad identifiziert werden. Als wichtige neue Erkenntnis konnte eine permo-triassische Schicht identifiziert werden, die deutlich mächtiger (> 600 m) ist als bisher angenommen und somit das Grundgebirge um mehr als 600 m tiefer verortet. Alle Horizonte wurden anhand von Bohrungsmarkern der Bohrungen Worms 3, Nordheim 1 und 2 sowie Hofheim 4 und 5 identifiziert.

3.4 DEKORP'90-3A

Das Profil DEKORP'90-3A (Abb. 19) wurde im Jahr 1990 aufgezeichnet (DEKORP RESEARCH GROUP 1994). Die Daten der Erstprozessierung sind in STILLER et al. (2021b) veröffentlicht. In der Reprozessierung wurden die südlichen 104 km des 128 km langen Profils bearbeitet. Zusätzlich wurden die Querprofile Q12 – Q16 reprozessiert.

Die DEKORP 3-Kampagne wurde zur Untersuchung der variszischen Strukturen des Rhenoherzynikums und des Saxothuringikums durchgeführt. Bestehend aus drei seismischen Profillinien beginnt sie im hessischen Teil des Rhenoherzynikums (DEKORP'90-3A), überquert die saxothuringische Mitteldeutsche Kristallinzone (DEKORP'90-3B/MVE (West)) und verläuft parallel zum Nordrand des Moldanubiums (DEKORP'90-3B/MVE (Ost)). Das 128 km lange Profil DEKORP'90-3A verläuft in Nord-Süd Richtung vom rhenoherzynischen Sollingdom bis zum Vogelsberg-Vulkan. Der mittlere Teil des Profils durchquert die Taunus-Südharz-Phyllitzone (Nördliche Phyllit-Zone). Die reprozessierten Datensätze enthalten einen Teilausschnitt des Gesamtprofils mit einer Gesamtlänge von 104,1 km vollständiger CDP-Überdeckung, die auf hessischem Gebiet liegen. Der neubearbeitete Teil von DEKORP'90-3A wird von fünf kurzen Querlinien entlang des Profils bei km 31,75, 53,55, 73,75, 89,85, 109,85 und von DEKORP'90-3B/MVE (West) bei km 120,75 an seinem südlichen Ende geschnitten.

Das Profil DEKORP'90-3A (Abb. 20 und 21) ist von besonderem Interesse, um die seismische Auflösung der Kruste unterhalb der mesozoischen Schollen, der Kasseler Grabenstruktur,

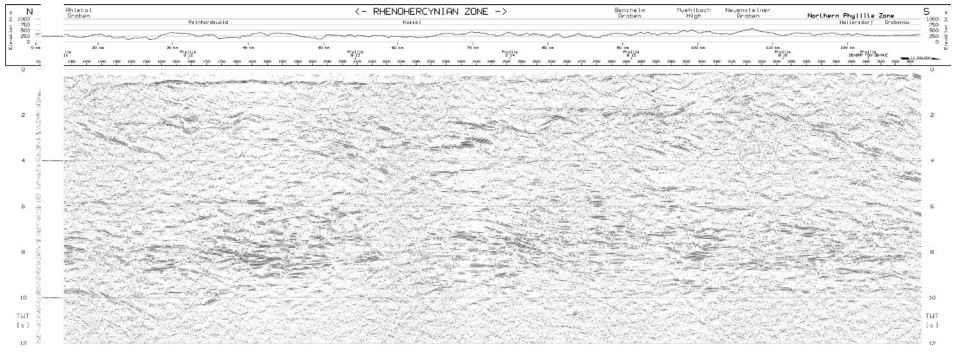


Abb. 19: Finale CDP-Stapelung der Erstprozessierung des Profils DEKORP'90-3A (DEKORP RESEARCH GROUP 1994), beschnitten auf den reprozessierten Bereich

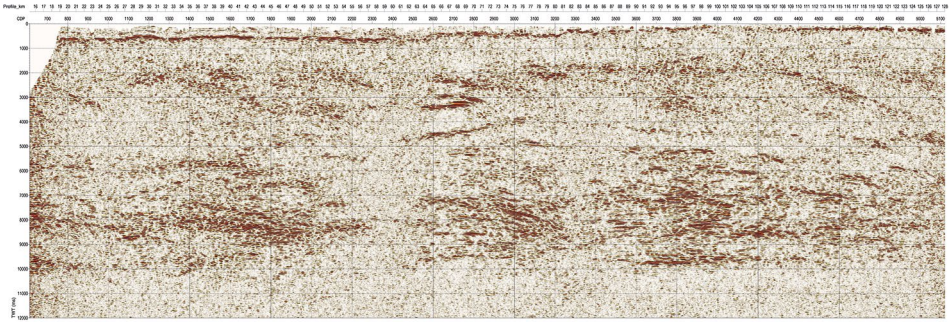


Abb. 20: CRS-Stapelung des reprozessierten Profilbereichs von DEKORP'90-3A

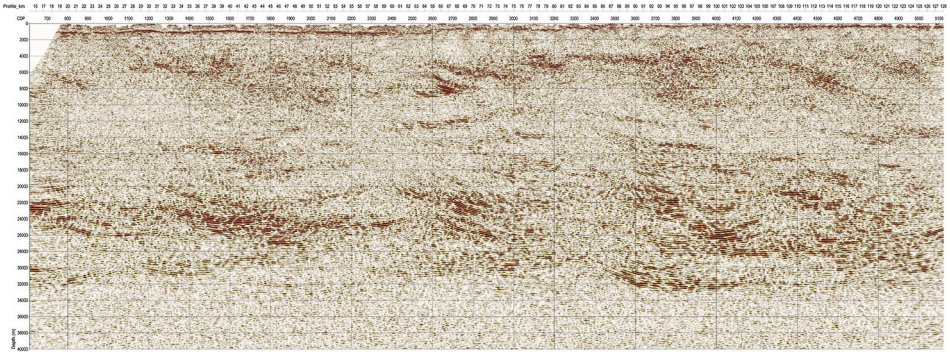


Abb. 21: Finale PreStack-Tiefenmigration des reprozessierten Profilbereichs von DEKORP'90-3A

der osthessischen Buntsandstein-Scholle sowie der tertiären Vulkanfelder des Reinhardswaldes und Knüll zu untersuchen und endet nördlich des großen Vogelsberg-Komplexes.

Die reprozessierten Daten sind in HOMUTH & STILLER (2022c) veröffentlicht und können im Metadaten-Portal des GeoForschungsZentrum Potsdam unter dem angegebenen Link (siehe Literaturverzeichnis) angefragt werden.

3.5 DEKORP'90-3B

Das Profil DEKORP'90-3B/MVE (Abb. 22), bestehend aus den zwei Segmenten West und Ost wurde im Jahr 1990 aufgezeichnet (DEKORP Research Group 1994). Die Daten der Erstprozessierung sind in STILLER et al. (2021c) veröffentlicht.

Innerhalb der Reprozessierung wurden die westlichen 91 km des 208 km langen Profils DEKORP'90-3B/MVE (West) bearbeitet. Zusätzlich wurden die Querprofile Q21 – Q24 reprozessiert.

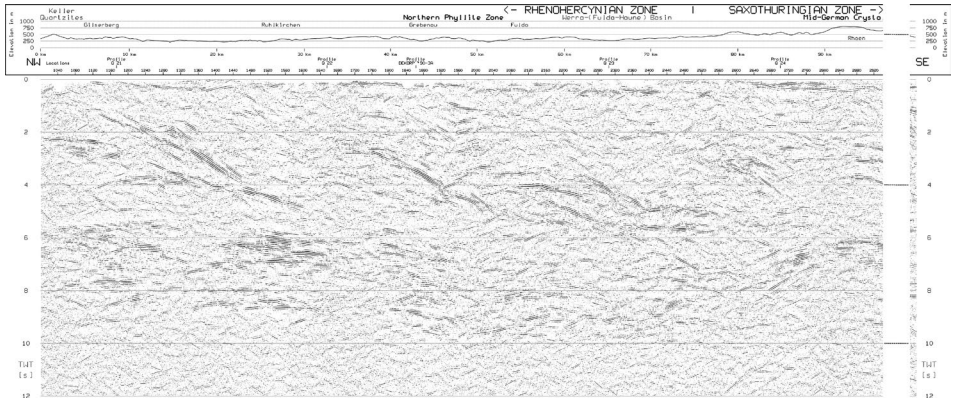


Abb. 22: Finale CDP-Stapelung der Erstprozessierung des Profils DEKORP'90-3B (West) (DEKORP RESEARCH GROUP 1994), beschnitten auf den reprozessierten Bereich

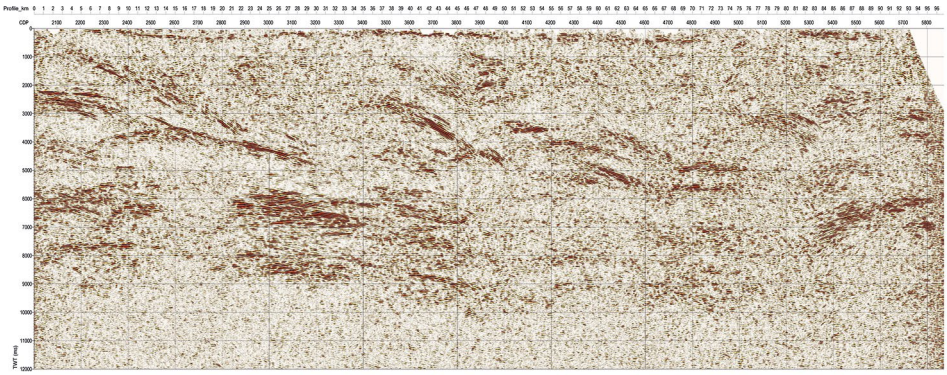


Abb. 23: CRS-Stapelung des reprozessierten Profilbereichs von DEKORP‘90-3B (West)

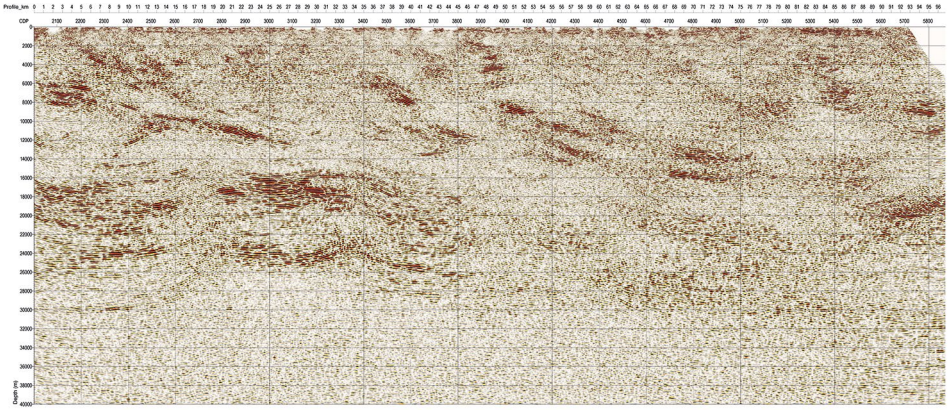


Abb. 24: Finale PreStack-Tiefenmigration des reprozessierten Profilbereichs von DEKORP‘90-3B (West)

Das 207,65 km lange Profil DEKORP‘90-3B/MVE (West) verläuft von NW nach SE und schneidet DEKORP‘90-3A innerhalb der Taunus-Südharz-Phyllitzone (Nördliche Phyllit-Zone). Es durchquert die Niederhessische Senke, verläuft durch die tertiäre Vulkanprovinz Rhön und das mesozoische Fränkische Becken bis zur Böhmischen Masse. Das Profil endet an der Fränkischen Linie. Die reprozessierten Datensätze enthalten einen Teilabschnitt des gesamten Profils DEKORP‘90-3B/MVE (West) mit einer Gesamtlänge von 90,8 km vollständiger CDP-Überdeckung auf hessischem Gebiet und reicht vom Ausgangspunkt des Profils im NW nach SE bis zum Rhön-Vulkankomplex. Der neubearbeitete Teil von DEKORP‘90-3B/MVE (West) wird von vier kurzen Querlinien entlang des Profils bei km 8,75, 32,6, 64,75, 84,35 und von DEKORP‘90-3A bei km 42,3 geschnitten.

Das Profil DEKORP‘90-3B/MVE (West) ist von besonderem Interesse, um die seismische Auflösung der Niederhessischen Senke, der osthessischen Buntsandstein-Scholle sowie des südlichen Kellerwaldes und des tertiären Vulkangebietes der Rhön zu untersuchen (Abb. 23 und 24).

Die reprozessierten Daten sind in Homuth & Stiller (2022d) veröffentlicht und können im Datenzentrum des GeoForschungsZentrum Potsdam unter dem angegebenen Link (siehe Literaturverzeichnis) angefragt werden.

4 Schlussfolgerung

Wie bereits in Kapitel 2 erwähnt, wurden zusätzliche Attributanalysen testweise gerechnet. Seismische Attributanalysen werden typischerweise vor allem in der sedimentären 3D-Reflexionsseismik genutzt, um neben der strukturellen Auswertung von Schichtgrenzen und Störungen auch die intrinsischen Eigenschaften des seismischen Signals (Amplitude, Frequenz, Phase, etc.) zur geologischen, tektonischen und petrophysikalischen Interpretation zu nutzen, z. B. um fazielle, morphologische oder Reservoircharakteristiken abzuleiten. Innerhalb der DEKORP-Reprozessierung wurde getestet, ob derlei Analysen auch für die DEKORP-Linien nützlich sein können, obwohl diese nur in 2D vorliegen und vor

allem über Kristallin gemessen wurden. Von den zahllosen im Laufe der Jahre entwickelten verschiedenen seismischen Attributen wurden die folgenden am Beispiel des Rheingrabenprofils DEKORP'88-9N berechnet: RMS-Amplitude, Instantaneous-Frequency, Instantaneous-Phase, Frequency-Slope, Q-Factor und Similarity. DEKORP'88-9N wurde für diesen Test ausgewählt, da wenn überhaupt, zumindest dort dieses Verfahren angesichts der mächtigen Oberrheingraben-Sedimente eventuell zusätzliche Aufschlüsse über Störungen und Fazieswechsel geben könnte. Leider zeigte sich, dass nach Anwendung der verschiedenen Algorithmen auf die Stapelung der PreStack-Zeitmigration unmittelbar kein nennenswerter Mehrwert daraus abzuleiten war, so dass für die anderen vier Profile darauf verzichtet wurde. Offenbar greift diese Methodik eher bei einer 3D-Seismik, wenn sie auf Zeitscheiben oder Horizontflächen angewendet wird.

Bei 2D-Reflexionsprofilen, die naturgemäß nicht immer senkrecht zum Streichen der übermessenen Strukturen akquiriert werden können, kommt der Kontrolle von möglichen Seitenreflexionen eine große Bedeutung zu. Das Konzept von regelmäßigen kurzen Querprofilen hat sich dabei als hilfreich erwiesen, um die korrekte seismische Migration zu überprüfen und somit Fehlinterpretationen zu vermeiden. Dabei gilt es, einen Kompromiss zu finden zwischen dem zusätzlichen Zeit- und Kostenaufwand und der ausreichenden Datenqualität (Länge und Überdeckung der Querprofile). Die passive Registrierung der Hauptlinien-Quellen auf der Querlinie ermöglicht eine 3D-Abbildung des Kreuzungsbereichs zwischen Haupt- und Querlinie, es fehlt aufgrund der nur einfachen Untergrundüberdeckung allerdings die Möglichkeit, das Signal/Rausch-Verhältnis durch CDP-Stapelung zu verbessern. Sie ist daher in Gebieten mit hohem Grundrauschen in ihrem Abbildungsvermögen limitiert. Die Registrierung von aktiven Quellen auch auf den Querlinien selbst liefert zusätzliche 2D-Profile senkrecht zum Hauptprofil, so dass bei gemeinsamer Auswertung die jeweiligen Neigungsanteile einzelner Reflektoren in Haupt- und Querprofilrichtung berücksichtigt werden können. Bei DEKORP'90-3A und 3B (West) wäre aber eine höhere Untergrundüberdeckung als nur 8-fach vorteilhaft gewesen, indem ein deutlich kleinerer Quellpunktabstand als 1,2 km hätte gewählt werden sollen.

Zusammenfassend bleibt jedoch festzustellen, dass die Reprozessierung der DEKORP-Hauptprofile mit neuen Methoden ein voller Erfolg war. Viele Strukturen, die bereits in den Erstbearbeitungen von 1984 – 1992 ansatzweise zu erkennen waren, konnten nun klar und verlässlich interpretierbar abgebildet werden. Die Migrationsabbilder der Profile besitzen vielfach eine deutlich höhere Kohärenz der einzelnen Reflektoren. Darüber hinaus wurden auch neue Strukturen sichtbar. Das zeigt einmal mehr, dass es oftmals lohnenswert aber zugleich auch ökonomischer sein kann, alte Daten mit modernen Methoden aufzubereiten und zu re-interpretieren, anstatt neue zu akquirieren und wenn doch, diese dann im Hinblick auf noch offene Fragen oder Uneindeutigkeiten gezielt zu planen.

Danksagung

Florian Wolf von DMT Petrologic für die Sorgfalt und Diskussionsbereitschaft in Fragen der Reprozessierung der DEKORP-Profile. Bernd Schmidt vom Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz für die Beteiligung an der Reprozessierung des Rheingrabenprofils DEKORP'88-9N. Kristian Bär für die Bereitstellung der Neuinterpretation des reprozessierten Rheingrabenprofils DEKORP'88-9N. Lauretta Kaerger, Tatiana Agafonova und Kirsten Elger vom GeoForschungsZentrum Potsdam für die Vorbereitung der Daten zur DEKORP-Reprozessierung und die Mithilfe bei den zugehörigen Datenpublikationen.

5 Schriftenverzeichnis

Bär, K., Schäffer, R., Weinert, S. & Sass, I. (2021): Verbundprojekt „Hessen 3D 2.0" 3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen - Petrothermale Potenziale und Mitteltiefe Potenziale zur Wärmenutzung und Wärmespeicherung (Teilvorhaben A). – Schlussbericht zum BMWi-geförderten Verbundprojekt „Hessen 3D 2.0" (FKZ 0325944A), 194 S., 60 Abb., 25 Tab.; Darmstadt.

Behr, H.J. & Heinrichs, T. (1987): Geological interpretation of DEKORP 2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the Late Variscan structural evolution of Central Europe. – Tectonophysics, 142: 173–202; doi: 10.1016/0040-1951(87)90122-3.

Brun, J.P., Gutscher, M.-A., & DEKORP-ECORS TEAMS (1992): Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. – Tectonophysics, 208: 139–147. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90340-C.

DEKORP RESEARCH GROUP (1985): First results and preliminary interpretation of deep-reflection seismic recordings along profile DEKORP 2-South. – J. Geophys., 57: 137–163.

DEKORP RESEARCH GROUP (1990): Results of deep-seismic reflection investigations in the Rhenish Massif. – Tectonophysics, 173: 507–515; doi: 10.1016/0040-1951(90)90242-Z.

DEKORP RESEARCH GROUP (1994): The deep reflection seismic profiles DEKORP 3/MVE-90. – Z. geol. Wiss., 22 (6): 627–825; https://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/item_226962.

Franke, W., Bortfeld, R., Brix, M., Drozdzewski, G., Dürbaum, H., Giese, P., Janoth, W., Jödicke, H., Reichert, C., Scherp, A., Schmoll, J., Thomas, R., Thünker, M., Weber, K., Wiesner, M., Wong, H. (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines Dekorp 2-North and 2-North-Q. Geologische Rundschau. 79 (3): 523–566; 10.1007/BF01879201.

Homuth, B., Bär, K., Weinert, S. & Stiller, M. (2021a): Reprocessing of the hessian DEKORP seismic profiles. – 81. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft; DOI: 10.23689/fidgeo-3945.

Homuth, B., Stiller, M. & Schmidt, B. (2021b): Reprocessed deep seismic reflection profile DEKORP 1988-9N across the Northern Upper Rhine Graben, Southwest Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-9N.002.

Homuth, B. & Stiller, M. (2022a): Reprocessed northern part of deep seismic reflection profile DEKORP 1984-2S across the Taunus Mountains and the Hessian Trough in the state of Hesse, Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-2S.002 (in preparation).

Homuth, B. & Stiller, M. (2022b): Reprocessed southern part of the deep seismic reflection profile DEKORP 1986-2N across the Rhenish Massif in the state of Hesse, Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-2N.002 (in preparation).

Homuth, B. & Stiller, M. (2022c): Reprocessed deep seismic reflection profile DEKORP 1990-3A (including cross-profiles Q12-Q16) across the Hessian Depression, Northwest Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-3A.002.

Homuth, B. & Stiller, M. (2022d): Reprocessed deep seismic reflection profile DEKORP 1990-3B/MVE (West) across the Rhenohercynian and Saxothuringiums zone of the state of Hesse, Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-3B.002 (in preparation).

Mechie, J. (2007): A 3-D, P-wave velocity, crustal structure model for Germany derived from seismic refraction / wide-angle reflection data. – 67th Annual Meeting of the German Geophysical Society (DGG); Aachen, 26-29.03.2007, https://www.gfz-potsdam.de/index.php?id=10461&L=1.

Meissner, R. & Bortfeld, R.K. (1990): DEKORP-Atlas, Results of Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm. – Springer-Verlag; Berlin Heidelberg, DOI: 10.1007/978-3-642-75662-7.

Nesbor, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeographische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 17–33, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

Stiller, M., Kaerger, L., Agafonova, T., Krawczyk, C., Oncken, O., Weber, M., Former DEKORP Project Leaders, Former DEKORP/ECORS Research Group, Former DEKORP Processing Centre (2019): Deep seismic reflection profile DEKORP 1988-9N across the Northern Upper Rhine Graben, Southwest Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-9N.001.

Stiller, M., Kaerger, L., Agafonova, T., Krawczyk, C., Oncken, O., Weber, M., Former DEKORP Project Leaders, Former DEKORP Research Group, Former DEKORP Processing Centre (2020): Deep seismic reflection profile DEKORP 1984-2S across the Franconian Platform, South Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-2S.001.

Stiller, M., Kaerger, L., Agafonova, T., Krawczyk, C., Oncken, O., Weber, M., Former DEKORP Project Leaders, Former Dekorp Research Group, Former DEKORP Processing Centre (2021a): Deep seismic reflection profile DEKORP 1986-2N across the eastern Rhenish Massif and the Muensterland Basin, Northwest Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-2N.001.

Stiller, M., Kaerger, L., Agafonova, T., Krawczyk, C., Oncken, O., Weber, M., Former DEKORP Project Leaders, Former Dekorp Research Group, Former DEKORP Processing Centre (2021b): Deep seismic reflection profile DEKORP 1990-3A across the Hessian Depression, Northwest Germany [Data set]. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-3A.001.

Stiller, M., Kaerger, L., Agafonova, T., Krawczyk, C., Oncken, O., Weber, M., Former DEKORP Project Leaders, Former Dekorp Research Group, Former DEKORP Processing Centre (2021c): Deep seismic reflection profile DEKORP 1990-3B/MVE (West) from the Kellerwald to the Bohemian Massif, West Germany. – GFZ Data Services; Potsdam, https://doi.org/10.5880/GFZ.DEKORP-3B_MVE_WEST.001.

Wenzel, F., Brun, J.-P., & ECORS-DEKORP Working Group (1991): A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben. – Earth and Planetary Science Letters, 104: 140–150, https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90200-2.

Wolf (2020): Bericht zur seismischen Datenbearbeitung - 2D-Seismik DEKORP, Land Hessen. – DMT Petrologic GmbH & Co. KG; Hannover, https://www.hlnug.de/geologie/seismik/dekorp.

Wolf (2021): Bericht zur seismischen Datenbearbeitung - 2D-Seismik DEKORP – Querprofile, Land Hessen. – DMT Petrologic GmbH & Co. KG, Hannover, https://www.hlnug.de/geologie/seismik/dekorp.

Geol. Jb. Hessen **141**: 287–306, 14 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden 2024

Anna Höfer[1], Christian Steinicke[2], Katrin Lügger[3] & Heinrich Thiemeyer[4]

Kupfergehalte in Auenböden des ehemaligen Bergbaureviers Frankenberg-Geismar (Eder)

Kurzfassung

In der Vergangenheit hat der historische Bergbau in den Mittelgebirgen Deutschlands immer wieder zu Ablagerungen von schwermetallhaltigen Sedimenten geführt, welche sich fluviatil innerhalb von Auen verlagern konnten. Im ehemaligen Bergbaurevier Frankenberg-Geismar wurden ca. 200 Jahre lang Kupfererze abgebaut. Dort liegt auch die Aue des Gernhauser Baches, die im Rahmen dieser Untersuchungen betrachtet wird. Um die räumliche Verteilung von Kupfer in den Auenböden zu beschreiben, wurden überwiegend Oberböden beprobt. Zusätzlich wurden an einigen Standorten auch Bodenproben bis in größere Tiefen entnommen. Neben einer Analyse der Kupfer-Gesamtgehalte mit einem portablen Röntgenfluoreszenzanalysator (pRFA) unter Laborbedingungen wurden weitere bodenchemische und -physikalische Analysen durchgeführt und an einem Teil der Proben zusätzlich der pflanzenverfügbare Anteil des Kupfers bestimmt. Schließlich wurden die ermittelten Kupfergehalte anhand gängiger Rechtsnormen bewertet und mit den hessischen Hintergrundwerten verglichen. Die gemessenen Kupfergehalte in den Oberböden schwanken zwischen 13 mg/kg und 1 310 mg/kg, in den Unterböden zwischen 12 mg/kg und 6 500 mg/kg. Die Auenböden innerhalb des Einflussgebietes montanwirtschaftlicher Aktivitäten weisen im Vergleich zu unbeeinflussten Bereichen der Gernhauser Aue mehrheitlich deutlich erhöhte Kupfergehalte auf. Dies und der Vergleich mit den hessischen Hintergrundwerten deutet auf einen anthropogenen Eintrag des Kupfers durch den Bergbau hin. Anhand der Maßnahmenwerte der Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung (BBodSchV) konnte für größere Flächen ein Verdacht auf eine schädliche Bodenveränderung in Bezug auf die Nutzung als Weideland für Schafe festgestellt werden, eine Gefährdung für den Menschen ist nicht gegeben. Von dem ermittelten Gesamt-Kupfergehalt liegen weniger als 1 % pflanzenverfügbar vor. Die analysierten chemischen und physikalischen Bodenparameter lassen eine verstärkte Mobilisierung des Kupfers generell nicht befürchten. Dennoch sollte in Zukunft eine Kalkung der Oberböden in Betracht gezogen werden, um einer möglichen Mobilisation entgegenzuwirken.

Abstract

Historic mining in the German low mountain ranges has repeatedly led to deposits of sediments containing heavy metals, which have been fluviatively displaced into floodplains in the past. Copper ores were mined in the former Frankenberg-Geismar mining area for approximately 200 years. The „Gernhauser Bach“ floodplain, which was investigated in this survey, is located there.

To describe the distribution of copper in the floodplain soils, topsoils were primarily sampled. In addition, soil samples were also collected from greater depths at some sites. Total copper contents were analyzed with a portable X-ray fluorescence analyzer (pRFA) under laboratory conditions, besides that the plant-available fraction of copper was also determined. Finally, the identified copper contents were evaluated against common legal standards and compared with the Hessian background values. The measured copper contents in the topsoils varied between 13 mg/kg and 1 310 mg/kg, and in the subsoils between 12 mg/kg and 6 500 mg/kg. The majority of the floodplain soils within the area of influence of montane activities show significantly elevated copper contents compared to unaffected areas of the „Gernhauser Bach“ floodplain. This and the comparison with the Hessian background values indicate an anthropogenic input of copper by mining. On the basis of the measure values of the Federal Soil Protection and Contaminated Sites Ordinance (BBodSchV), a potential for a harmful soil contamination regarding the use as pasture land for sheep could be determined for larger areas, a hazard for humans is not given. Less than 1 % of the total measured copper content is plant-available. The analyzed chemical and physical soil parameters generally do not suggest an increased mobilization of copper. Nevertheless, liming of the topsoil in the future should be considered to counteract a possible mobilization.

[1] Anna Höfer, E-Mail: Anna.Hoefer@Outlook.com
[2] Christian Steinicke, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden, E-Mail: Christian.Steinicke@hlnug.hessen.de
[3] Katrin Lügger, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden, E-Mail: Katrin.Lügger@hlnug.hessen.de
[4] Prof. Dr. H. Thiemeyer, Institut für Physische Geographie, Altenhöferallee 1, D-60438 Frankfurt a.M., E-Mail: thiemeyer@em.uni-frankfurt.de

Inhalt

1	Einleitung	288
2	Das Untersuchungsgebiet	289
	2.1 Lage, Klima und Nutzung	289
	2.2 Geologie	290
	2.3 Böden	291
	2.4 Historischer Bergbau und dessen Relikte	292
3	Methoden	293
	3.1 Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und Festlegung der Probennahmestandorte	293
	3.2 Entnahme der Proben	294
	3.3 Entscheidungsgrundlagen für portablen Röntgenfluoreszenzanalysator (pRFA)	294
	3.4 Laboranalytik	294
	3.5 Beurteilungsgrundlagen	295
4	Ergebnisse und Diskussion	296
	4.1 Böden und deren physikalische und chemische Eigenschaften	296
	4.2 Horizontale und vertikale Verteilung der Cu-Gehalte	299
	4.3 Bewertung und Vergleich der Cu-Gehalte	302
	4.4 Mobilisierbarkeit von Cu	303
5	Zusammenfassung und Ausblick	304
6	Schriftenverzeichnis	305

1 Einleitung

Auen sind Lebensräume entlang von Fließgewässern, die unter dem Einfluss wechselnder Hoch- und Niedrigwässer stehen (Colditz 1994) und deren additiver Sedimentaufbau Rückschlüsse auf die zeitliche Entwicklung zulässt (Miehlich 2000). Vor allem durch Überflutungen können dabei Schadstoffe in Auen eingetragen werden.

Bergbaubedingt kam es historisch in vielen Gebieten Deutschlands zu Überformungen der ursprünglichen Landschaft. Die Erschließung neuer Lagerstätten, die Gewinnungsarbeiten und die daraus resultierenden gestörten Vegetations- und Bodendecken führten zu Erosion und damit zu Einträgen schadstoffbelasteter Sedimente in die Fließgewässer. Häufig wurden auch Erze mittels wasserbetriebener Maschinen (Pochwerke) direkt neben Fließgewässern zerkleinert (Goldenberg 1993). So wurden mit Schwermetallen belastete Sedimente fluviatil umgelagert und flussabwärts in Auensedimenten akkumuliert (Becker et al. 2000). Für Hessen wurde dies bereits für mehrere Auenbereiche historischer Bergbaugebiete nachgewiesen (Mühl 2016, Weber & Opp 2017, HIM-ASG 2019).

Kupfer (Cu) ist ein Schwermetall, welches aufgrund der starken spezifischen Adsorption als eines der am wenigsten mobilen Spurenelemente gilt (Baker & Senft 1999). Verhalten, Bioverfügbarkeit und Toxizität im Boden sind nicht nur vom Gesamtgehalt abhängig, sondern werden u. a. durch die Spezifikation bestimmt (Alloway 1999). Humus, pH-Wert und Kationenaustauschkapazität (KAK) können ebenfalls einen großen Einfluss auf die Bindungsfähigkeit haben (Bug et al. 2019) und damit eine mögliche Gefährdung von Kulturpflanzen (Kratz et al. 2009), Schafen (Soli 1980), Wasser- oder Bodenorganismen (Kula 2002, UBA 2009) darstellen. Eine Toxizität für den Menschen ist bei Cu normalerweise nicht gegeben.

Die Evaluation einer Bodenbelastung erfolgt in der Regel nach Vorgaben des Bundes-Bodenschutzgesetzes (BBodSchG 1998) und der Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung (BBodSchV 1999).

Mit der vorliegenden Untersuchung soll die Frage beantwortet werden, ob in den Cu-Gehalten der Auenböden ein Einfluss des historischen Bergbaus in einem ehemaligen Bergbaugebiet im Landkreis Waldeck-Frankenberg erkennbar ist. Dazu wurden die horizontale und vertikale Verteilung von Cu ermittelt, Gesamtgehalte sowie mobile bzw. pflanzenverfügbare Gehalte bestimmt und mittels der Beurteilungsgrundlagen der BBodSchV verglichen und bewertet.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Lage, Klima und Nutzung

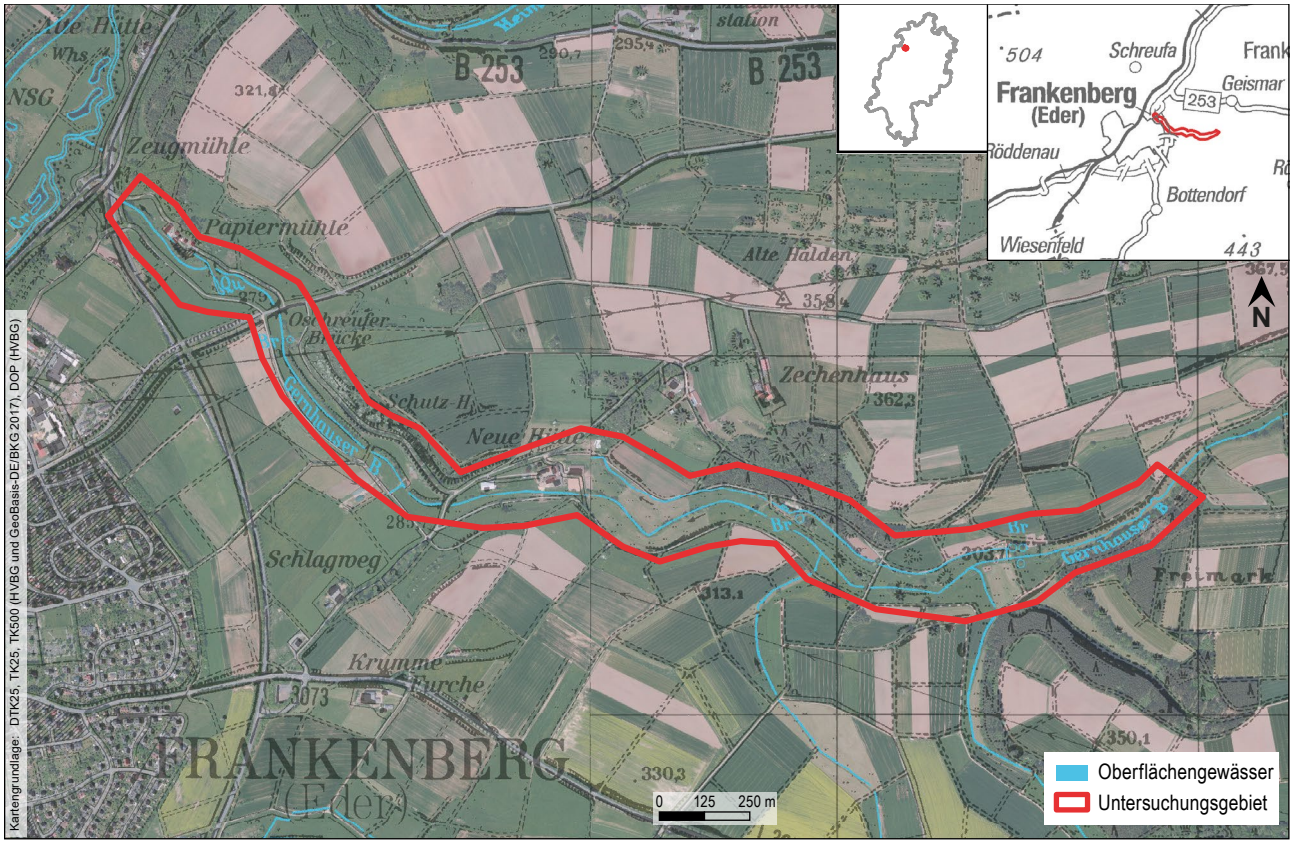


Abb. 1: Untersuchungsgebiet (Übersicht)

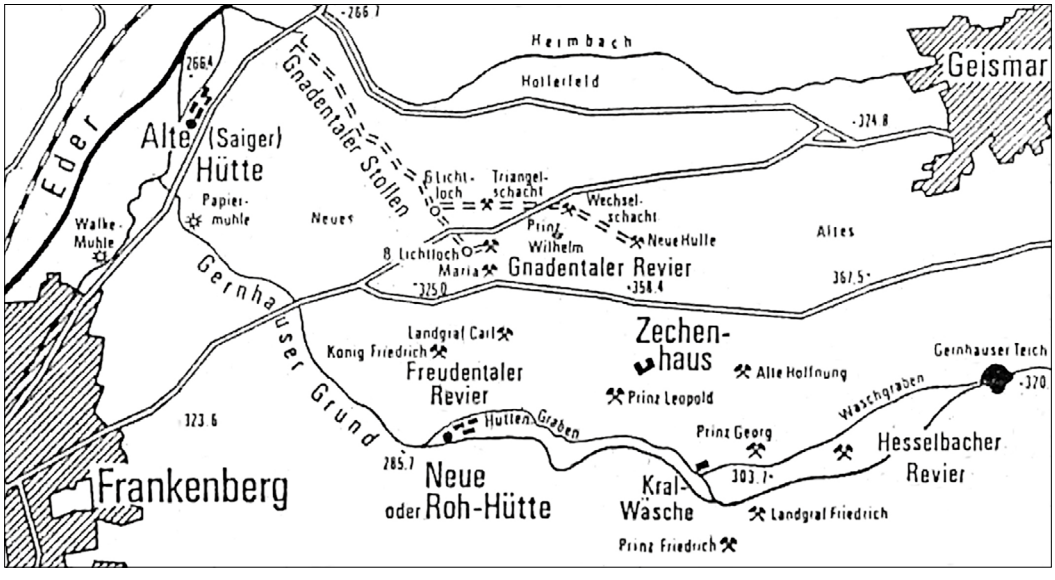


Abb. 2: Übersichtskarte des Bergbaureviers Frankenberg-Geismar (In Anlehnung an Panek 2012)

Die Gernhauser Aue (siehe Abb. 1) liegt zwischen den Ausläufern des Rothaargebirges und Kellerwaldes in einer Höhe von ca. 270 bis 315 m. Es herrscht eine mittlere Jahrestemperatur von 9,6 °C und wegen der Lage im Lee des Rothaargebirges fallen die Niederschläge mit durchschnittlich 676 mm im Jahr relativ gering aus (Wunderlich 2011).

Das Untersuchungsgebiet beginnt flussaufwärts südlich von Geismar, wo der Gernhauser Bach bereits eine deutliche Talsohle ausgebildet hat, und endet flussabwärts kurz vor dessen Mündung in die Eder, nördlich von Frankenberg.

Der Gernhauser Bach (auch „Gernhauser Grund“) verläuft durch das ehemalige Bergbaurevier Frankenberg-Geismar (siehe Abb. 2). Hier wurden kupfer- und silberreiche Erze aus dem „Kupfermergel“ des Zechsteins („Geismar-Formation“) abgebaut (Fuchs 2010). Die Aue wird heute ausschließlich als Dauergrünland genutzt.

2.2 Geologie

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Bereich des geologischen Strukturraumes der sogenannten „Frankenberger Scholle“, einer stratigraphisch dem Mesozoikum zugeordneten Einheit, welche in NW-Richtung unmittelbar an das Rheinische Schiefergebirge angrenzt. Im Gebiet südlich der Gernhauser Aue sind fast ausschließlich Gesteine des unteren Buntsandsteins zu finden (Abb. 3). Diese sind teilweise von pleistozänen Sedimenten, entweder Terrassenablagerungen oder Fließerden, überdeckt. Auch mächtige Lössablagerungen sind zu finden. Im Bereich der Gernhauser Aue und ihren Seitentälchen lagerten sich im Holozän fluviatile oder kolluviale Sedimente ab. Nördlich der Aue steht ebenfalls Buntsandstein an, darüber hinaus sind hier auch größere Flächen mit teilweise karbonathaltigen Gesteinen des Zechsteins anzutreffen. Dazu gehören auch die „Geismarer Kupferletten“ als Horizont der Geismar-Formation, deren Abbau bereits im ausgehenden 16. Jahrhundert begann. Im NW und Norden sind Bereiche mit Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacken aus dem unteren Karbonzeitalter anstehend.

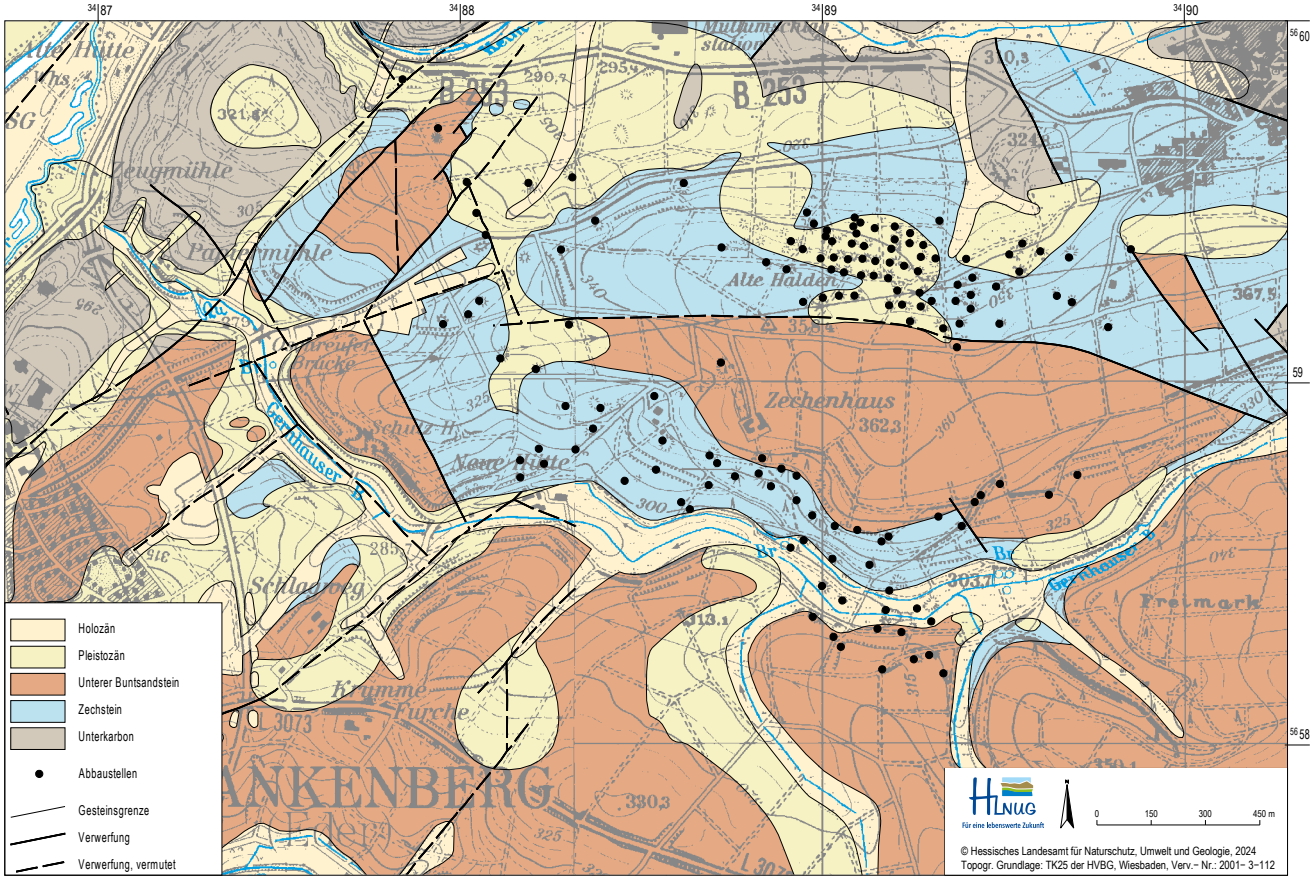


Abb. 3: Geologische Verhältnisse im Untersuchungsraum [digitale geologische Karte 1:25 000 (GK25)]

2.3 Böden

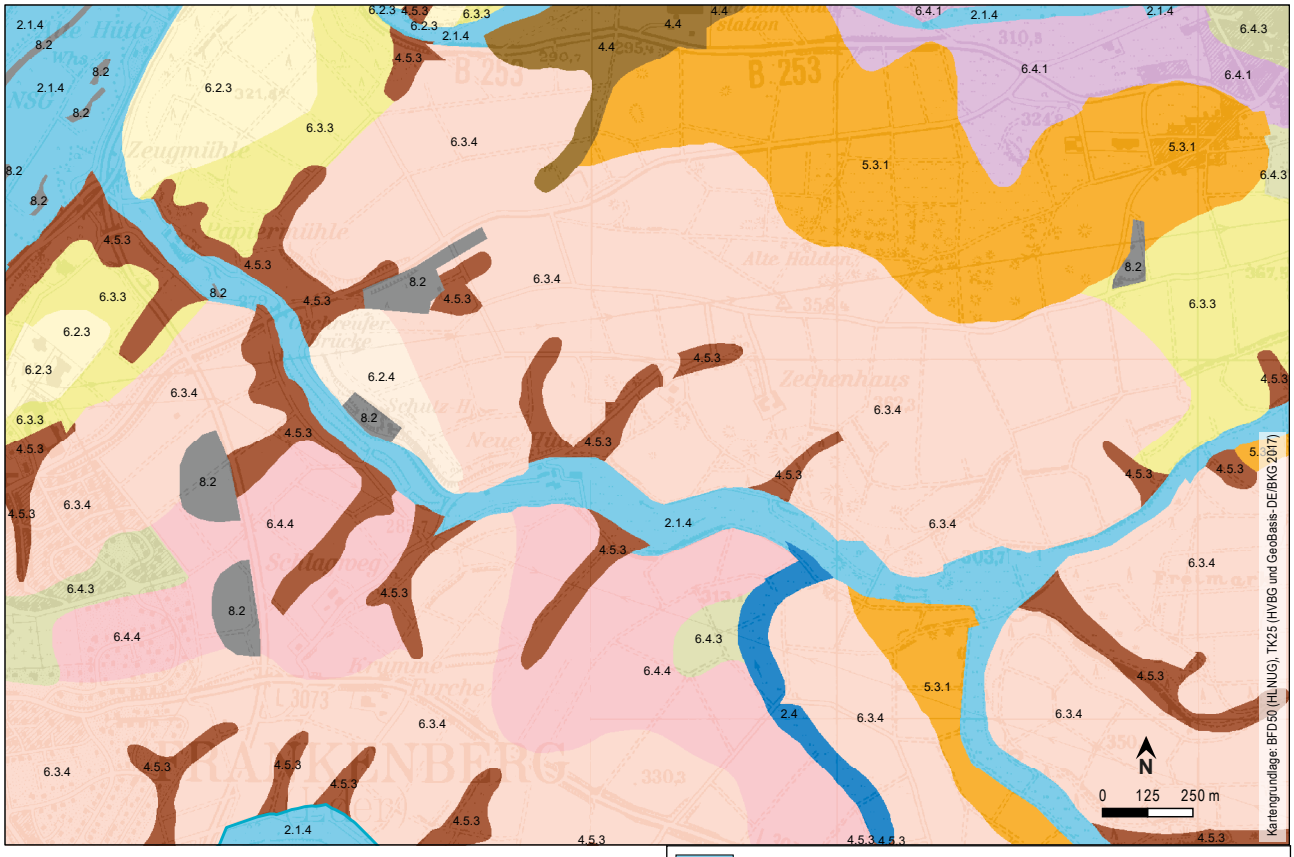


Abb. 4: Leitbodenassoziationen der hessischen Bodenkarte BFD50 (HLNUG 2018)

Im Untersuchungsgebiet haben sich, vor allem abhängig von Ausgangssubstrat und Reliefposition, unterschiedliche Böden gebildet.

In der Gernhauser Aue, wie auch in den übrigen dargestellten Auenbereichen, finden sich in der Bodenkarte der hessischen Bodenflächendaten 1 : 50 000 (BFD50, HLNUG 2018; siehe Abb. 4) Böden aus carbonatfreien, schluffig-lehmigen Auensedimenten (siehe dazu auch Kap. 4.1). Randlich gehen die Auenböden in Gleye und Gley-Kolluvisole aus holozänen Abschwemmmassen der Talränder über. Aus mächtigen Lössablagerungen haben sich Pseudogley-Parabraunerden mit Parabraunerden gebildet. Ansonsten sind Böden aus unterschiedlichen solifluidal gebildeten Ausgangsgesteinen mit differierendem Lösslehmanteil verbreitet, wobei lösslehmarme Varianten eher untergeordnet vorkommen.

In den Solifluktionsdecken der sauren und basenarmen Gesteine des Buntsandsteins und Zechsteins haben sich nährstoffarme Braunerden und Pelosol-Braunerden bzw. Pseudogley-Braunerden gebildet. Überlagert Löss die carbonathaltigen Gesteine des Zechsteins, entwickelten sich Pseudogleye mit Parabraunerde-Pseudogleyen. Die Gebiete mit Grauwacke und Tonschiefer weisen Braunerden und untergeordnet auch Regosole und Ranker auf.

2.4 Historischer Bergbau und dessen Relikte

Der historische Kupferbergbau zwischen Frankenberg und Geismar fand von 1590 bis 1879 statt. Die montanwirtschaftliche Aktivität gliederte sich dabei in drei Phasen: Die Frühzeit von 1590 bis zum Dreißigjährigen Krieg, der landesherrliche Bergbaubetrieb von 1659 bis 1818/20 und die privaten Wiederaufnahmeversuche 1856 und 1872 (Panek 2012, Emde & Emde 2021).

Spuren des historischen Bergbaus lassen sich vor allem nördlich der Gernhauser Aue finden. Deutlich treten Halden noch heute als bewachsene Hügel aus der Landschaft hervor. Weiterhin sind auch viele Pingen (Schürfgruben, häufig auch durch Einsturz alter Grubenbaue entstandene trichterförmige Vertiefungen an der Erdoberfläche) zu erkennen (Slotta 1983; Abb. 5, siehe auch Abb. 1). Auf diesen meist mit Buschwerk und Bäumen bestandenen Strukturen ist oftmals das Taubenkropf-Leimkraut (*Silene cucubalus*), eine typische Zeigerpflanze schwermetallhaltiger Sukzessionsflächen, zu finden (Fuchs 2010).

Im Osten des Untersuchungsgebietes sind erste Relikte des historischen Bergbaus durch einzelne sichtbare Reste von Pingen bzw. Halden, die direkt in der Aue liegen, erkennbar. Flussabwärts befindet sich eine deutlich größere, unbewachsene Halde, die sogenannten „Weißen Berge“ (siehe Abb. 6). Weiter westlich stehen die Gebäude eines ehemaligen Verhüttungsbetriebes, der „Neuen Hütte“, welche heute als Pferdehof dient. Es hat in der Nähe auch eine Erzwäsche gegeben sowie einen Abfallgraben (Fuchs 2010).

Abb. 6: Blick von den „Weißen Bergen“ nach Süden Richtung Gernhauser Bach (im Bereich der Bäume); der Standort ist beliebt bei Fossiliensammlern

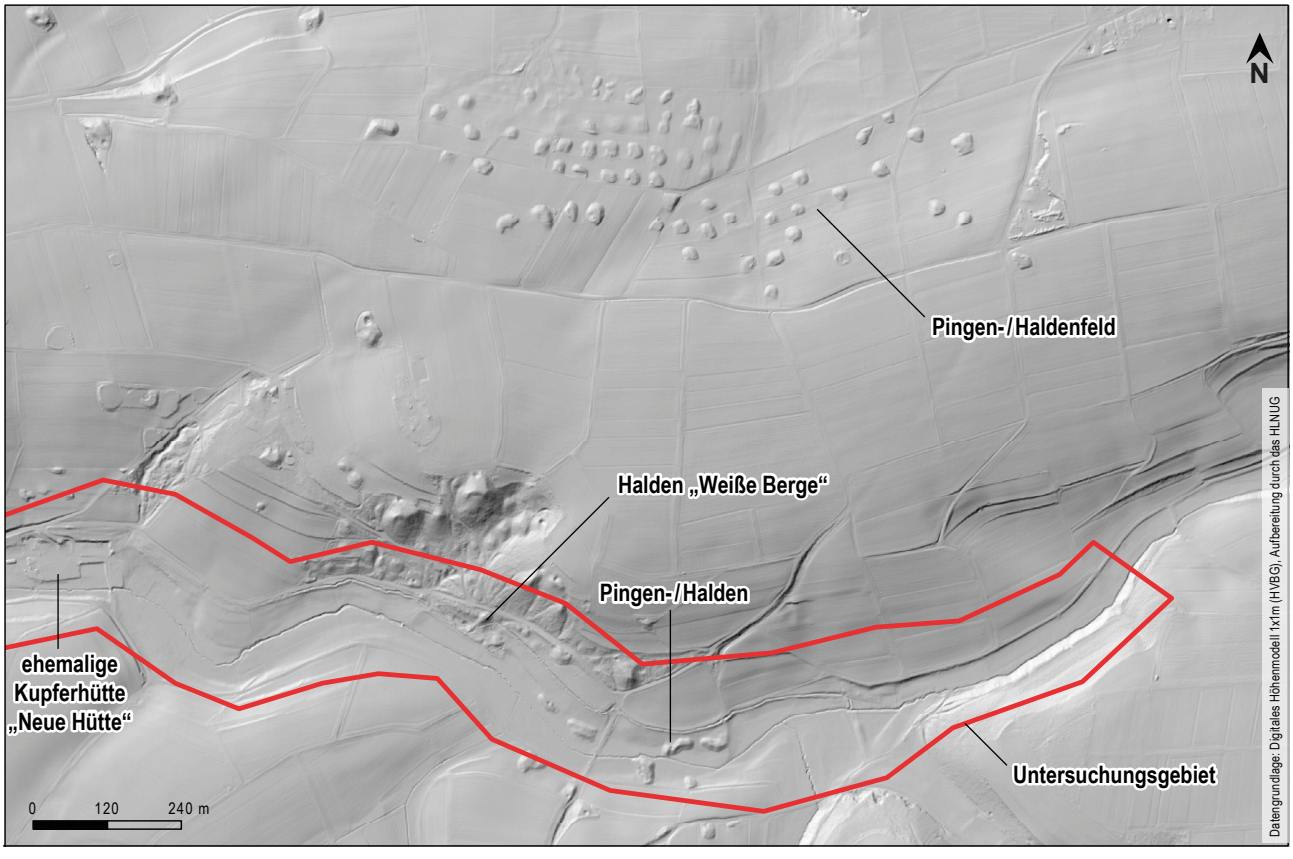


Abb. 5: Im Digitalen Geländemodell (DGM1, Gitterweite 1 m) sichtbare Spuren des historischen Bergbaus

3 Methoden

3.1 Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und Festlegung der Probennahmestandorte

Neben den potenziell durch historische Bergbautätigkeiten beeinflussten Bereichen der Aue sind auch flussaufwärts liegende, unbelastete Standorte untersucht worden. Die östliche Grenze des Untersuchungsgebietes (siehe Abb. 1) in der Gernhauser Aue wurde deshalb so gewählt, dass die Aue schon deutlich ausgebildet, aber noch kein Einfluss durch Bergbau zu erwarten ist. Flussabwärts in westlicher Richtung wird der Bereich bis kurz vor Mündung in die Eder betrachtet. Als seitliche Begrenzung dient die vor Ort und im digitalen Geländemodell (Abb. 5) deutlich sichtbare morphologische Auengrenze.

Um einen Überblick über die horizontale Cu-Verbreitung in der Aue zu erlangen, wurden an 128 Standorten Proben des Oberbodens entnommen. Dabei wurde darauf geachtet, dass alle Punkte innerhalb der morphologisch sichtbaren Auengrenze lagen. Größere Flächen in der Nähe der „Neuen Hütte“ konnten wegen der Beweidung mit Pferden nicht betreten werden.

Zur Ermittlung der vertikalen Verteilung von Cu wurden an zehn Standorten Tiefenbeprobungen mittels Rammkernsondierung (RKS) vorgenommen. Alle Probennahmepunkte sind in Abb. 7 dargestellt.

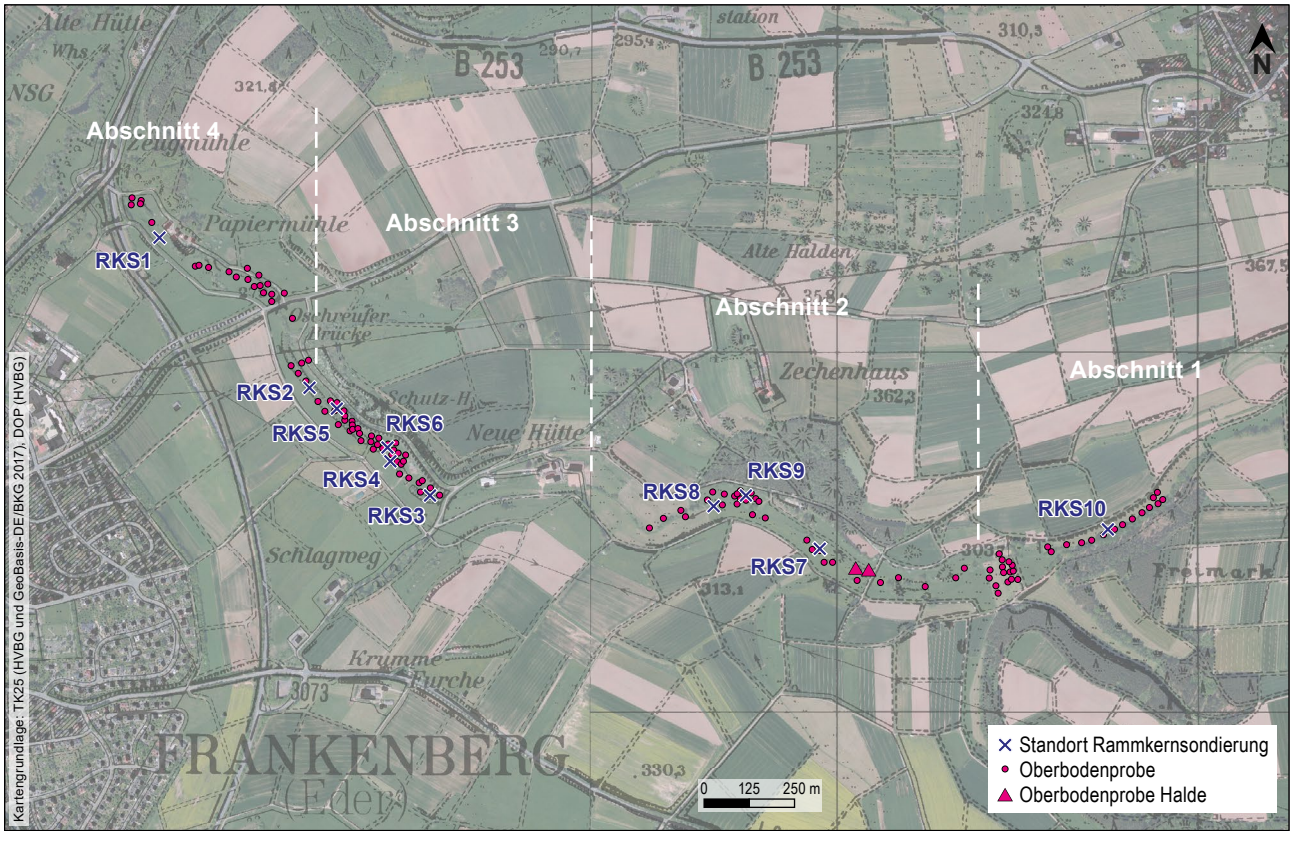


Abb. 7: Standorte der Oberbodenprobennahme und der Rammkernsondierungen (RKS). Proben sind zur einfacheren Zuordnung in fiktive Abschnitte flussabwärts eingeteilt (1. bevor Bergbaueinflüsse in der Umgebung sichtbar sind, 2. in direkter Nähe der Haldenkörper, 3. hinter der neuen Hütte und 4. in der Nähe zur Edermündung).

3.2 Entnahme der Proben

Die Entnahme der Oberbodenproben erfolgte entsprechend der Vorgabe der BBodSchV (1999) für den Wirkungspfad Boden-Pflanze für Grünland mit einem Pürckhauer-Bohrstock aus 0–10 cm Tiefe. Dabei wurden aus zeitlichen Gründen nur Punktproben genommen, während die BBodSchV die Entnahme von Flächenmischproben vorsieht. Dies könnte zwar zur Beprobung von vereinzelten „Hot-Spots" führen, was aber aufgrund der großen Anzahl der Probenpunkte ausreichend genaue Ergebnisse für die Beantwortung der Fragestellungen liefern sollte.

Zur Tiefenbeprobung wurden mit einem elektrischen Bohrhammer Rammkernsonden („Bodensäulenzylinder", Spezialanfertigung durch „Will Geotechnik", siehe Abb. 8) bis 2 m Tiefe in den Boden getrieben. An den Bohrkernen erfolgte eine Ansprache nach bodenkundlicher Kartieranleitung (AD-HOC-AG Boden 2005). Anschließend wurde für die Bestimmung der Cu-Gehalte aus Abschnitten von jeweils 10 cm separates Material entnommen, bevor dann die Entnahme von Proben für die Bestimmung weiterer bodenphysikalischer und -chemischer Parameter horizontweise erfolgte. Alle Proben wurden homogenisiert und in Plastiktüten in das Labor des Instituts für Physische Geographie an der Goethe-Universität Frankfurt am Main zur Analyse transportiert.

Abb. 8: Geöffneter Bodensäulenzylinder mit Bodenkern; Innendurchmesser 80 mm, Länge 100 cm

3.3 Entscheidungsgrundlagen für portablen Röntgenfluoreszenzanalysator (pRFA)

Die in der BBodSchV (1999) vorgeschriebenen Aufschluss- und Analyseverfahren zur Bestimmung von Schwermetallgesamtgehalten in Bodenproben (z. B. Aufschluss im Königswasserextrakt, Messung mittels Massenspektrometrie) sind sehr kosten- und zeitaufwendig. Alternativ wurde in dieser Untersuchung ein portabler Röntgenfluoreszenzanalysator (pRFA) verwendet, welcher sowohl im Gelände als auch stationär betrieben werden kann. Dieses Gerät liefert eine für den Zweck ausreichende Messgenauigkeit. In der BBodSchV ist das pRFA nicht unter den Methoden für die quantitative Analytik von Schwermetallen in Böden aufgelistet (siehe auch UBA 2003). In der Praxis wird allerdings häufig mittels pRFA eine Abgrenzung von belasteten Gebieten durchgeführt oder eine Vorauswahl von Standorten für die Entnahme von herkömmlich zu analysierenden Proben getroffen (z. B. Gillbricht 2020, Geuss et al. 2019). DIN EN ISO 13196 beschreibt ein mögliches Vorgehen zum Screening ausgewählter Elemente in Böden mittels pRFA. Repmann et al. (2011) haben mit dem gleichen Gerät, wie es auch für diese Arbeit verwendet wurde, die Gesamtgehalte von Cu (im Folgenden als Cu-Gehalte bezeichnet) in Bodenproben quantifiziert und mit Analysenergebnissen nach Königswasseraufschluss und Messung mittels Atomemissionsspektrometrie (AES) verglichen. Die Ergebnisse zeigen einen sehr guten Zusammenhang ($R^2 = 0{,}95$). Eine ähnlich gute Vergleichbarkeit ($R^2 = 0{,}96$) konnte auch bei der Messung von Cu mittels pRFA in 135 Rückstellproben des HLNUG festgestellt werden (mündl. Mitteilung HLNUG). In der Ostschweiz und Liechtenstein werden pRFA-Geräte bereits seit längerem auch zur rechtssicheren Bestimmung von Elementgehalten in Böden eingesetzt (FABOST 2012).

3.4 Laboranalytik

Nach DIN EN ISO 13196 führt die Aufbereitung von Proben vor der Messung mit einem stationären pRFA zu deutlich besseren Messergebnissen als bei direkter Messung im Gelände. Dementsprechend wurden die Proben zuerst über 24 Stunden bei -80 °C gefriergetrocknet, dann mittels Mörser zerkleinert und auf 2 mm gesiebt. Anschließend wurden die Feinbodenproben in einer Kugelmühle pulverisiert und bei 105 °C im Trockenschrank getrocknet. Im letzten Schritt wurden sie in spezielle Messzylinder gefüllt und mit dem pRFA (NitonTM XL3t, Thermo Fisher Scientific) im Labor auf ihre Cu-Gehalte analysiert. Die Probenkammer des pRFA wurde zusätzlich mit Helium gespült, um das Messverfahren zu stabilisieren. Es wurden alle entnommenen Oberbodenproben, alle RKS-Proben des jeweils ersten Meters und aus Gründen der Zeitersparnis nur jede zweite RKS-Probe des jeweils zweiten Meters mittels pRFA analysiert.

Für die Untersuchung der weiteren bodenchemischen und -physikalischen Parameter wurden die horizontbezogenen Mischproben der RKS-Beprobung verwendet. Pro Horizontprobe wurde der pH-Wert (DIN 19684-1), der Humusgehalt

(DIN ISO 10694) und die Korngrößenzusammensetzung (DIN 19683-1 und DIN 19683-2) bestimmt.

Da die gemessenen Werte nur die Cu-Gesamtgehalte, nicht aber die pflanzenverfügbaren Gehalte darstellen, wurde zusätzlich eine Extraktion mit Ammoniumnitrat (NH_4NO_3) nach DIN ISO 19730 mit anschließender Analyse mittels Atomabsorptionsspektrometrie (AAS, DIN ISO 11047) im bodenkundlichen Labor der Goethe-Universität Frankfurt durchgeführt.

3.5 Beurteilungsgrundlagen

Üblicherweise werden die von belasteten Flächen ausgehenden Risiken in einem mehrstufigen Prozess erkundet, bewertet und wenn erforderlich auch saniert. In Hessen gliedert sich dieser Prozess in 5 Stufen (Abb. 9, HLUG 2014). Es handelt sich dabei um einen für die Altlastenbearbeitung vorgeschriebenen Handlungsablauf, der einer einheitlichen Bearbeitung der genannten Flächen dienen soll. Die im Untersuchungsgebiet vorgenommenen Schritte entsprachen in etwa einer orientierenden Untersuchung, gehen aber teilweise auch darüber hinaus.

Die Bewertung der Cu-Gehalte erfolgte in dieser Untersuchung anhand der BBodSchV (1999) sowie des Handbuchs Altlasten (HLUG 2002). Zusätzlich wurde ein Vergleich mit den hessischen Hintergrundwerten (HLUG 2011) durchgeführt. Eine Übersicht findet sich in Tab. 1.

In Anhang 2 der BBodSchV (1999) sind Maßnahmen-, Prüf- und Vorsorgewerte aufgeführt. Prüf- und Maßnahmenwerte wurden für die drei Wirkungspfade „Boden–Mensch“, „Boden–Nutzpflanze“ und „Boden–Grundwasser“ abgeleitet. Für die Aue des Gernhauser Baches kommen nur die Maßnahmenwerte für Grünlandnutzung (Anh. 2 Satz 2 Nr. 2.3 der BBodSchV (1999)) zur Anwendung, da das gesamte Untersuchungsgebiet als Dauergrünland genutzt wird. Der Begriff „Maßnahmenwert“ beinhaltet, dass bei einer Überschreitung dieser Werte in der Regel von einer schädlichen Bodenveränderung auszugehen ist und Maßnahmen zur Gefahrenabwehr erforderlich sind (§ 8 Abs. 1 Satz 2 Nr. 2 BBodSchG 1999).

Die Prüfwerte der BBodSchV (1999) im Wirkungspfad „Boden–Grundwasser“ beziehen sich auf Gehalte in Bodeneluaten. Da eine Herstellung von Eluaten im Rahmen dieser Untersuchung im Labor nicht umsetzbar war, konnte eine diesbezügliche Bewertung nicht vorgenommen werden. Alternativ wurde die Beurteilung dieses Wirkungspfades anhand von Feststoffgehalten durchgeführt, welche sich teilweise mithilfe des hessischen Handbuchs Altlasten (Band 3, Teil 3, HLUG 2002) bewerkstelligen lässt. Im Rahmen dieser Untersuchung soll anhand dieser Beurteilungsgrundlage zumindest eine Teilbewertung (eines von drei Bewertungskriterien) der gemessenen Cu-Gesamtgehalte ermöglicht werden.

Der geogene (natürliche) Grundgehalt eines Stoffes im Boden bildet zusammen mit den durch diffuse Einträge ubiquitär vorhandenen Stoffen den Hintergrundgehalt eines Bodens. Aus diesen lassen sich nach LABO (2017) Hintergrundwerte als repräsentative Werte für allgemein verbreitete Hintergrundgehalte eines Stoffes oder einer Stoffgruppe in Böden differenziert nach den Bezugsgrößen Ausgangssubstrat der Bodenbildung, Bodenhorizont und Nutzung statistisch ableiten. Als Kenngrößen werden das 50. Perzentil (Median) und das 90. Perzentil angegeben, wobei der Median den mittleren

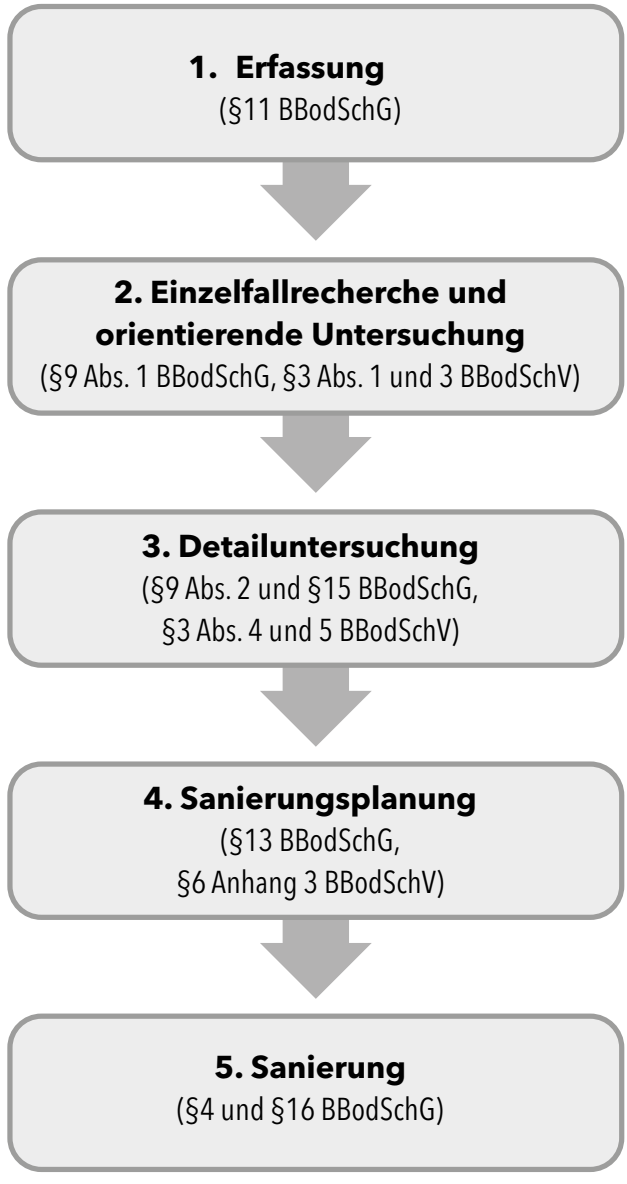


Abb. 9: Handlungsablauf der Altlastenbearbeitung in Hessen (nach Handbuch Altlasten, Band 1 (HLUG 2014), verändert)

Hintergrundgehalt darstellt und das 90. Perzentil den typischen Hintergrundgehalt nach oben hin abgrenzt (MWKEL 2013). Bei einem Vergleich der gemessenen Gesamtgehalte mit den hessischen Hintergrundwerten (HLUG 2011) muss auf die korrekte Zuordnung zur jeweiligen Substratgruppe (hier Auenschluffsubstrate), Horizontgruppe (Oberboden, Unterboden, Untergrund) und Nutzung geachtet werden. Dabei wurden die 90. Perzentile (P90) der Hintergrundwerte herangezogen, deren Überschreiten auf eine anthropogene Belastung oder auch auf im Untergrund vorhandene natürliche Stoffanreicherung hindeuten kann (LABO 2003). Bezüglich der herangezogenen Hintergrundwerte für die Substratgruppe Auenschluffe (HLUG 2011) ist generell darauf hinzuweisen, dass Auensubstrate je nach Größe und geologischer Ausstattung des Liefergebietes sehr heterogene Hintergrundgehalte besitzen können und es sich hierbei um hessenweit aus sehr unterschiedlichen Auenbereichen abgeleitete Mittelwerte handelt.

Tab. 1: Werte zur Beurteilung und zum Vergleich von Cu-Gehalten in Böden

Quelle	Beschreibung	Cu-Gehalt [mg/kg]
Maßnahmenwert (BBODSCHV 1999, Anhang Nr. 2, 2.3)	Maßnahmenwert für den Schadstoffübergang Boden-Nutzpflanze auf Grünlandflächen	Oberboden: 1300 (Schafweide: 200) (Für den 2. Horizont die Werte mit 1,5 multiplizieren)
Beurteilungswert Handbuch Altlasten – Band 3, Teil 3 (HLUG 2002)	Abschätzung der Grundwassergefährdung aufgrund von Bodenuntersuchungen (ein Teil der Gesamtmethode)	300
Hintergrundwerte Hessen (HLUG 2011)	90. Perzentil (P90) für die Elementgehalte der Substratgruppe Auenschluff	Oberboden (Grünland): P90 = 37 Unterboden: P90 = 26 Untergrund: P90 = 14*

* Unsicher aufgrund der geringen Fallzahl (n=14)

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Böden und deren physikalische und chemische Eigenschaften

Für die RKS-Standorte wurden verschiedene Parameter im Gelände anhand der Bodenkundlichen Kartieranleitung KA5 (AD-HOC-AG Boden 2005) beschrieben sowie im Labor analysiert (siehe Tab. 2). Diese Parameter wurden an den Oberbodenproben nicht untersucht.

Alle beschriebenen Bodentypen sind typische Auenböden. Die pH-Werte der Bodenprofile liegen zwischen 4,3 und 6,9. Der Großteil der Horizonte (n = 28) besitzt einen schwach sauren pH-Wert zwischen pH 5 und 6, während in einigen Horizonten (n = 13) ein pH-Wert < 5 gemessen wurde. Der Rest (n = 19) hat mit einem pH > 6 ein fast neutrales Milieu. Die gemessenen Humusgehalte sind in den Oberbodenproben (Ah-, aM- und rAp-Horizonte) erwartungsgemäß deutlich höher als in den tieferen Bodenschichten und schwanken insgesamt zwischen 7,62 % und 0,17 %. Die Bodenarten lassen sich in die Hauptgruppen Tonschluffe, Lehmschluffe und Sandlehme einteilen. Die Korngrößenzusammensetzung in den Profilen ist meistens sehr heterogen, innerhalb der Horizonte kam es häufig zu einem Wechsel zwischen sandigen, tonigen oder schluffigen Substraten (vgl. Abb. 10, Abb. 11).

Abb. 10: Stark wechselnde Körnung am Beispiel eines Abschnittes von RKS9; glänzende Flächen sind ein Hinweis auf hohe Tongehalte

Tab. 2: Bodentyp, Entnahmetiefe, Horizontsymbol und chemische/physikalische Parameter der Rammkernsondierungsproben

Profil/ Bodentyp	Tiefe [cm]	Horizont	pH	Humusgehalt [%]	Bodenart	$CaCO_3$
RKS1 Auengley	0-10	aAh	4,8	7,62	Sl4	c0
	10-20	rAp-aGo	4,9	4,65	Sl4	c0
	20-35	aGro	5,6	0,98	Su4	c0
	35-80	aGro	5,7	1,41	Lu	c0
	80-95	aGro	5,8	0,62	Uls	c0
	95-160	aGor	5,3	0,66	Uls	c0
	160-200	aGr	4,3	0,67	Ut4	c0
RKS2 Auengley	0-15	aAh-Go	4,7	3,14	Slu	c0
	15-50	aM-Go	4,9	1,14	Ls2	c0
	50-80	aGo	4,9	1,17	Lt2	c0
	80-95	aGro	5,5	1,17	Lu	c0
	95-110	aGro	5,3	0,64	Uls	c0
	110-130	faAh	4,9	1,88	Tu4	c0
	130-200	aGr	4,4	2,84	Ut4	c0
RKS3 Auengley	0-10	aAh-Go	4,8	2,90	Sl3	c0
	10-40	aM-Go	5,0	1,00	Su3	c0
	40-110	aGo	5,4	0,52	Slu	c0
	110-145	aGro	5,5	0,71	Su3	c0
	145-200	aGor	5,5	0,36	Slu	c0
RKS4 Vega-Gley	0-5	aAh	5,6	2,52	Uls	c0
	5-30	aM	5,7	1,55	Uls	c0
	30-65	aM-Go	5,3	0,62	Uls	c0
	65-135	aGro	5,4	0,57	Uls	c0
	135-175	aGr	4,3	0,53	Uls	c0
	175-200	aGr	4,3	0,59	Ut3	c0
RKS5 Auengley	0-10	aAh	5,9	7,41	Lu	c0
	10-20	rAp	6,0	2,97	Tu3	c0
	20-35	aM-Go	6,1	2,19	Tu3	c0
	35-60	aeGro	6,5	2,14	Tu3	c3.3
	60-100	aGor	6,5	1,90	Ut4	c0
	100-135	aGr	6,4	2,78	Ut3	c0
	135-200	aGr	5,1	1,79	Ut4	c0

Profil/ Bodentyp	Tiefe [cm]	Horizont	pH	Humusgehalt [%]	Bodenart	$CaCO_3$
RKS6 Vega-Gley	0-10	aAh	5,9	5,28	Slu	c0
	10-30	aM	5,9	1,55	Slu	c0
	30-50	aM-Go	5,5	0,53	Slu	c0
	50-95	aGo	5,2	0,57	Lu	c0
	95-120	aGro	6,5	2,19	Lu	c0
	120-140	aGor	6,5	0,81	Uls	c0
	140-200	aGr	4,9	1,33	Lu	c0
RKS7 Gley-Vega	0-5	aAh	5,5	5,45	Lu	c0
	5-15	rAp	5,5	4,78	Lu	c0
	15-60	aM	5,7	3,45	Lu	c0
	60-65	aGo	6,0	0,91	Uls	c0
	65-145	aGro	6,2	0,45	Uls	c0
RKS8 Vega-Gley	0-5	aAh	5,8	4,34	Ls2	c0
	5-40	aM-Go	5,8	1,86	Ls2	c0
	40-85	aGo	6,1	1,33	Lu	c0
	85-110	Sw-aGo	6,1	0,71	Ut3	c0
	110-150	Sd-aGo	6,2	0,38	Lu	c0
	150-200	aGo	6,2	0,17	Ls3	c0
RKS9 Auengley	0-5	aAh	6,2	6,45	Lt2	c0
	5-20	rAp	6,4	4,55	Lt2	c1
	20-50	aGo	6,8	1,84	Ut4	c2
	50-100	aGro	6,9	1,25	Lu	c0
	100-110	aGo	6,8	0,97	Lu	c0
	110-200	aGo	6,7	0,76	Slu	c0
RKS10 Auengley	0-10	aAh	4,9	4,59	Lu	c0
	10-95	aGo	5,3	1,31	Lu	c0
	95-150	aGo	5,4	0,34	Slu	c0
	150-200	aGo	5,6	0,22	Su3	c0

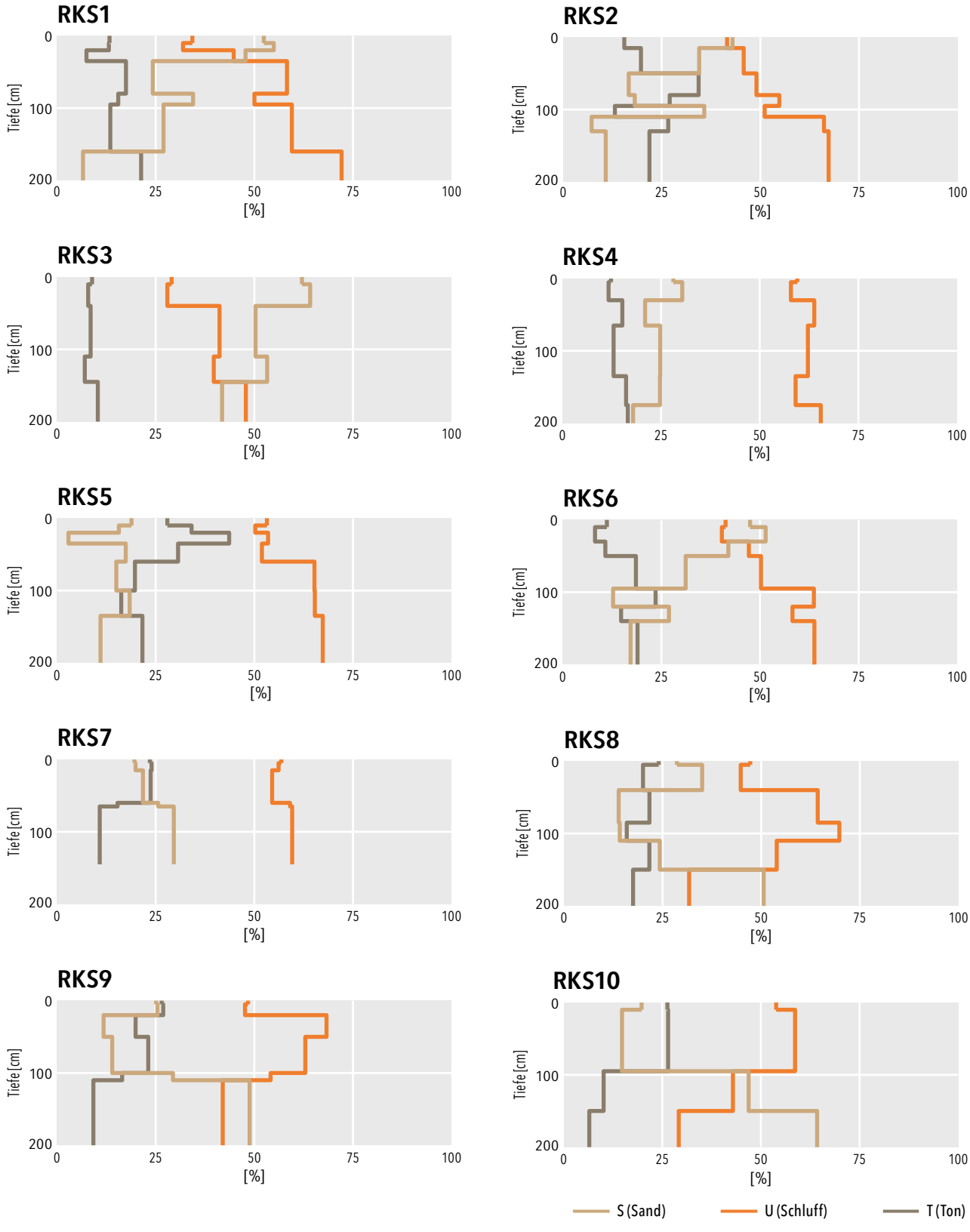


Abb. 11: Tiefenverlauf der prozentualen Sand- (S), Schluff- (U) und Tongehalte (T) in den Horizontmischproben der Rammkernsondierungen. Dargestellt sind die Laboranalysen.

4.2 Horizontale und vertikale Verteilung der Cu-Gehalte

Die Cu-Gehalte in den mittels pRFA untersuchten Oberbodenproben (die beiden Proben der Halden, siehe Abb. 7, wurden in sämtlichen Statistiken und Bewertungen nicht berücksichtigt) zeigen eine große Spannweite (13–1310 mg/kg, Median 103 mg/kg). Die Verteilung ist rechtsschief, sehr hohe Werte kommen seltener vor (siehe Abb. 12).

Die räumliche Verbreitung der Cu-Gehalte ist in Abb. 13 dargestellt. Betrachtet man die historische Übersicht des Bergbaugebietes (Abb. 2, Abb. 5), lässt sich erkennen, dass im Osten, vor dem Hesselbacher Revier, vermutlich keine montanwirtschaftlichen Aktivitäten stattfanden. Die Cu-Gehalte sind erwartungsgemäß dort am geringsten (< 65 mg/kg). Folgt man dem Verlauf des Gernhauser Bachs in Fließrichtung, findet sich auf einer spärlich bewachsenen Halde aus Bergbauschutt (in Abb. 13 als Dreieck gekennzeichnet) ein Gehalt von 3 148 mg/kg Cu. Auf Höhe der „Weißen Berge“ liegen dann in den Auenböden die höchsten gemessenen Gehalte vor (max. 1 310 mg/kg Cu). Ob von der unbewachsenen Halde aus aktuell ein Eintrag in die Aue stattfindet, z. B. durch Erosion oder Sickerwasser, wurde nicht untersucht. Im daran anschließenden Bereich der Aue befanden sich früher die „Neue Hütte“, eine Erzwäsche und ein Abfallgraben. Nach Aussage eines ortsansässigen Landwirtes können dort noch alte Schlackenreste in der Aue gefunden werden. Die Cu-Gehalte bis zur Oschreufer Brücke liegen zwischen 33 und 370 mg/kg, nur an einem Standort konnten knapp über 700 mg/kg gemessen werden. Im letzten Abschnitt vor der Mündung in die Eder steigen die Gehalte erneut an (71–791 mg/kg Cu).

Insgesamt ist im Untersuchungsgebiet eine hohe Variabilität der Cu-Belastungen festzustellen. Möglicherweise kann auch die Vermischung belasteter Sedimente durch Einträge unbelasteten Bodenmaterials umliegender Hänge eine Rolle spielen. Abb. 4 weist einige Flächen mit Böden aus Abschwemmmassen („Untergruppe 4.5.3“) aus, über die auch heute noch Material bei Hochwasserereignissen in die Gernhauser Aue eingetragen werden kann.

In einigen Untersuchungen wurde festgestellt, dass Metallkonzentrationen in Auenböden typischerweise flussabwärts bzw. mit Entfernung zur Quelle abnehmen (Marcus 1987, Macklin 1996). Dies ist in unseren Ergebnissen nicht festzustellen, vermutlich aufgrund der relativ geringen Länge des Gernhauser Baches (ca. 3,6 km von den „Weißen Bergen“ bis zur Mündung in die Eder).

Generell stellt die Tiefenverteilung von Elementen in Auenböden, zusätzlich zu den geogenen Grundgehalten, den Eintrag über eine bestimmte Zeit in die Böden dar (Filipinski & Grupe 1990). Zwischen den RKS-Standorten (vgl. Abb. 7) variiert die Tiefenverteilung der Cu-Gehalte je nach Standort z. T. stark (siehe Abb. 14), weshalb sich kein einheitliches Muster abzeichnet. An vielen Standorten (RKS 1, 2, 3, 5, 6, 8, 9) sind Sprünge der Cu-Gehalte in 40 bis 50 cm sowie 90 bis 120 cm Tiefe zu beobachten, welche auf einen zeitweilig höheren Eintrag von Cu zurückzuführen sind. Macklin (1985) und Swennen et al. (1994) konnten solche Peaks mit bekannten Phasen der Bergbauaktivität korrelieren. Die Unterschiede in der Position dieser Anreicherungen können zum einen auf unterschiedliche Zeiträume der Schwermetallanreicherungen zurückzuführen sein, z. B. Unterbrechungen und Wiederaufnahmen der montanwirtschaftlichen Aktivität, zum anderen auf eine Veränderung des Sedimentquellgebietes (Graf et al. 1991). Auch die häufig festgestellte sprunghafte Veränderung der Korngrößenzusammensetzung mit der Tiefe (Abb. 10, Abb. 11) deutet darauf hin. Schließlich könnten variierende Sedimentationsraten, z. B. durch unterschiedliche Uferhöhen, auch kleinflächig heterogene Eintragsmengen bedingt haben (Swennen et al. 1994). Zum Beispiel liegen RKS 4 und RKS 6 räumlich benachbart, unterscheiden sich aber deutlich in der Verteilung der Cu-Gehalte mit der Tiefe. Dies könnte durch die

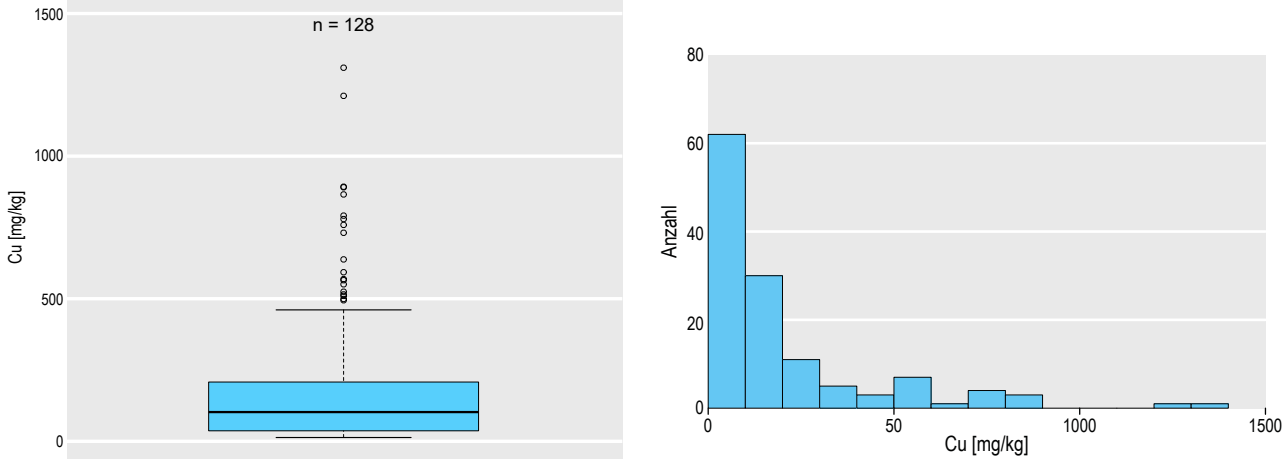


Abb. 12: Boxplot und Histogramm der Cu-Gehalte in den Oberbodenproben

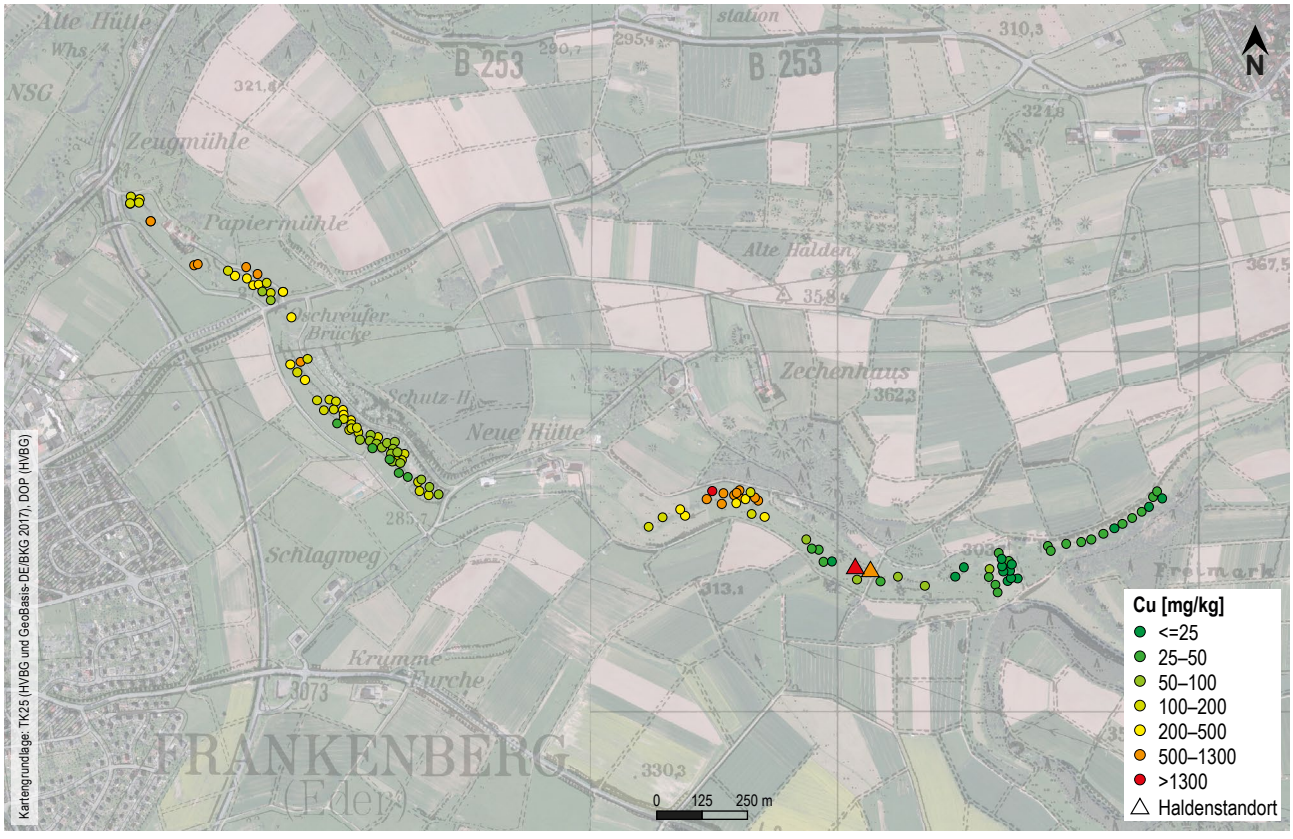


Abb. 13: Cu-Gesamtgehalte der mit einem pRFA untersuchten Oberbodenproben. Die beiden Dreiecke stellen Haldenstandorte dar.

Lage auf unterschiedlichen Uferseiten des Gernhauser Baches erklärt werden. RKS 7 und RKS 10 zeigen von allen Standorten die niedrigsten Cu-Gehalte. Ursache dafür dürfte der fehlende oder geringe Einfluss des historischen Bergbaus sein, der sich bereits bei der Untersuchung der Oberböden bestätigt hat.

Neben den bereits beschriebenen Mechanismen, welche eine Heterogenität in der vertikalen Verteilung der Cu-Gehalte erklären können, gibt es pedogenetische Prozesse wie Lösungsverwitterung, Verlagerung von Ton- und Humuskomplexen sowie Redoxprozesse (Filipinski & Grupe 1990), welche im Untersuchungsgebiet aber vermutlich nur eine untergeordnete Rolle spielen. Cu ist ein Element, welches meist im Boden sehr stark gebunden wird und höchstens mit den Sorbenten in tiefere Bodenschichten verlagert wird (Kabata-Pendias 2011).

Die Abnahme der Cu-Gehalte in den jungen oberflächennahen Sedimenten, etwa in den Profilen RKS 2, 3, 5, 6 und 9, hängt vermutlich nicht nur mit dem abnehmenden Eintrag von belastetem Bodensediment zusammen, sondern kann ggf. auch mit einer Verdünnung der kontaminierten Sedimente erklärt werden (Miller 1997), beispielsweise durch den Eintrag unbelasteten Bodensubstrats von Böden aus Abschwemmmassen. Weiterhin ist festzuhalten, dass an den meisten Standorten die Cu-Gehalte ab einer bestimmten Tiefe sprunghaft wieder abnehmen. Diese Bereiche scheinen vom Bergbau nur sehr gering oder gar nicht beeinflusst worden zu sein.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die horizontale und vertikale Verteilung der Cu-Gehalte darauf hinweist, dass der historische Bergbau die Quelle der Kupferbelastung in den Böden der Gernhauser Aue ist. Wie bereits beschrieben bilden die Oberbodenproben östlich der in der Aue gelegenen Haldenstandorte und die dort gelegene RKS 10 (siehe Abb. 7) aufgrund des fehlenden bergbaulichen Einflusses vermutlich die auf den Stoffgehalt der Böden bezogene „natürliche“ Situation der Gernhauser Aue ab. Im Vergleich zu den anderen Standorten im Untersuchungsgebiet sind die Cu-Gehalte dort deutlich geringer und es kann im Tiefenverlauf auch kein sprunghafter Anstieg beobachtet werden. Dies unterstreicht den Bergbau als Verursacher der Kupferbelastung.

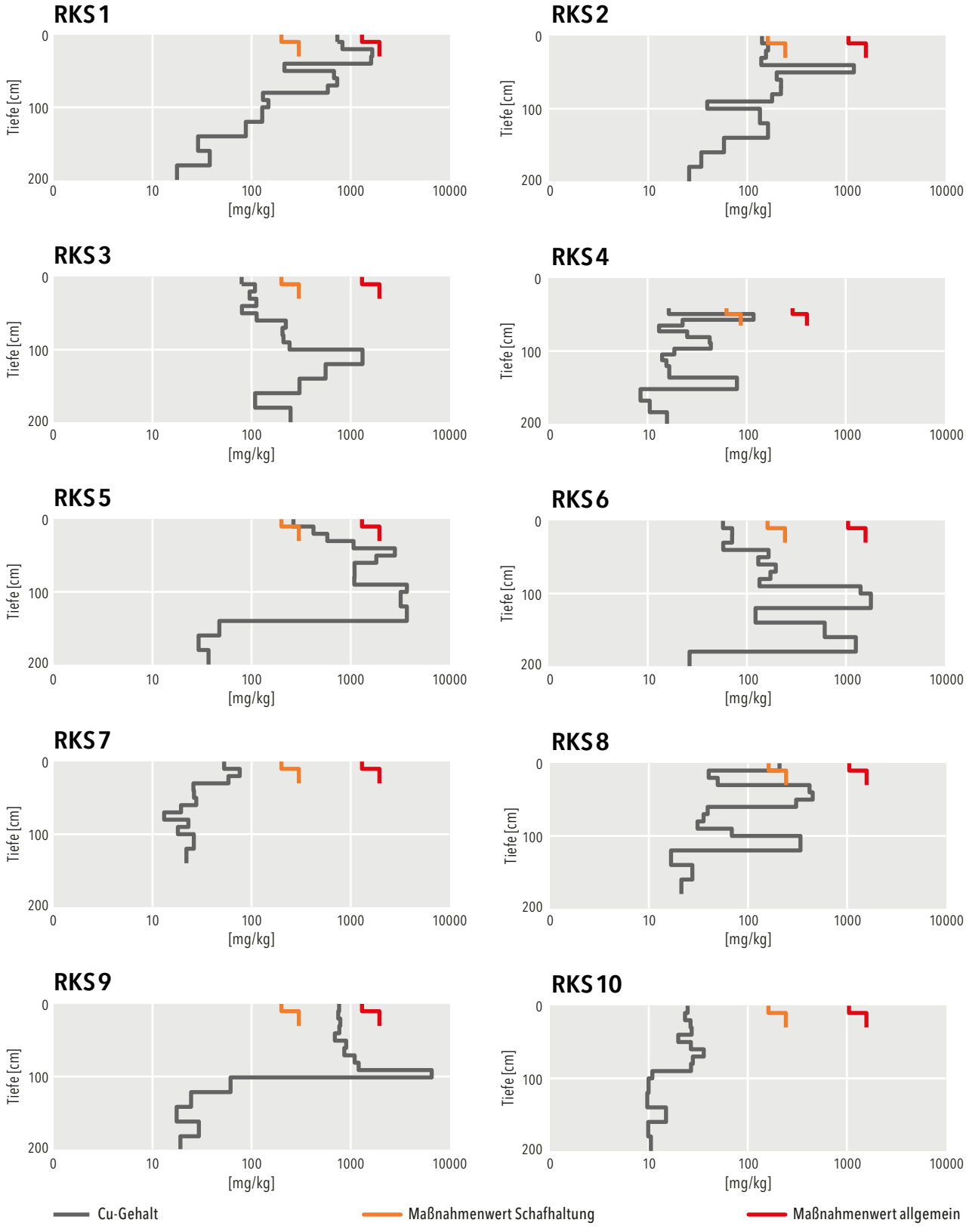


Abb. 14: Tiefenprofile der Cu-Gehalte der Rammkernsondierungen. Die x-Achse ist logarithmisch dargestellt. Zusätzlich sind die Maßnahmenwerte für den Wirkungspfad Boden-Nutzpflanze (Grünland) nach BBodSchV eingezeichnet.

4.3 Bewertung und Vergleich der Cu-Gehalte

Die Bewertung der Cu-Gehalte in den Böden der Gernhauser Aue erfolgt im Wirkungspfad Boden-Pflanze anhand der Maßnahmenwerte für Grünlandnutzung (BBodSchV 1999) sowie im Wirkungspfad Boden-Grundwasser mittels der Beurteilungswerte des Handbuchs Altlasten (HLUG 2002). Zum Vergleich wurden weiterhin die Hintergrundwerte hessischer Böden herangezogen (HLUG 2011). Eine Übersicht der Vergleichswerte findet sich in Tab. 1. Die Ergebnisse der Oberbodenproben finden sich in Tab. 3, die gemessenen Cu-Gesamtgehalte der RKS-Proben werden in Abb. 14 dargestellt. Im Hinblick auf die Bewertung nach BBodSchV soll noch angemerkt werden, dass sowohl die Probennahme als auch die Analytik mittels pRFA nicht den Vorgaben der BBodSchV entspricht.

Cu überschreitet in den Oberbodenproben den Maßnahmenwert der BBodSchV nur in einer Probe, allerdings liegen in 35 der insgesamt 130 Proben die Gehalte oft deutlich über dem Maßnahmenwert für die Schafhaltung (200 mg/kg). Die RKS-Standorte zeigen ein ähnliches Bild. In der Gernhauser Aue befinden sich viele Grünflächen, die teilweise als Weideland genutzt werden. Sollten dort auch Schafe gehalten werden, bedarf es unbedingt einer weiteren Gefährdungsabschätzung.

Der Beurteilungswert für Cu des hessischen Handbuchs Altlasten (HLUG 2002) wird von 25 der 130 Oberbodenproben

Tab. 3: Cu-Gehalte [mg/kg] der Oberbodenproben (pRFA-Messung). Abschnitte siehe Abb. 7; Buchstaben hinter den Abschnitten kennzeichnen eine Überschreitung von Werten entsprechend Tab. 1 [a: Maßnahmenwert BBodSchV (zusätzlich gelb markiert); **b**: Maßnahmenwert BBodSchV für Schafhaltung; **c**: Beurteilungswert Handbuch Altlasten; **d**: 90. Perzentil Hintergrundwerte Hessen]; „n.n." = nicht nachweisbar; farbliche Markierungen dienen einfacherer Unterscheidung.

Abschnitt	Cu	Abschnitt	Cu	Abschnitt	Cu	Abschnitt	Cu	Abschnitt	Cu
4d	197	4d	137	3bd	267	2	21	1	22
4bcd	312	4bd	207	3bcd	370	2d	87	1d	35
4d	177	4d	137	3d	169	2bcd	461	1	13
4bd	205	3d	129	3bd	203	2d	102	1	27
4d	148	3d	47	3d	198	2bcd	495	1	22
4bcd	565	3d	117	3d	171	2bcd	551	1	21
4bcd	638	3d	50	3d	133	2bd	287	1	18
4bcd	510	3d	87	3d	82	2bcd	866	1	17
4bcd	373	3d	112	3d	89	2bd	209	1	n.n.
4bcd	759	3d	104	3d	64	2d	114	1	19
4d	134	3d	94	3d	83	2d	163	1	21
4bd	283	3d	92	3d	84	2bcd	891	1	21
4bcd	338	3d	101	3d	81	2bcd	569	1	24
4bcd	791	3d	85	3d	146	2bcd	499	1	14
4bcd	515	3	33	3d	103	2d	158	1	33
4bcd	525	3d	60	3d	104	2bcd	731	1	29
4d	181	3d	134	3d	90	2bcd	779	1	29
4bd	217	3d	98	2	24	2bcd	593	1	27
4bd	221	3d	89	2d	42	2bcd	893	1	29
4bcd	320	3d	112	2d	44	2abcd	1310	1d	37
4bd	284	3d	83	2d	50	2bcd	1211	1	33
4d	89	3d	36	2d	85	1d	64	1	23
4d	137	3d	37	2d	45	1	30	1	32
4d	71	3d	136	2d	57	1d	36	1	30
4d	126	3d	189	2d	52	1d	38	1	27
4bd	206	3d	150	2	15	1	26		

deutlich überschritten, sodass sie in die Kategorie „sehr hoch" einzustufen sind. Die Proben der Tiefenprofile zeigen die gleiche Tendenz: Insgesamt 41 von 146 Proben aus RKS 1, 3, 5, 6, 8 und 9 überschreiten den Beurteilungswert. Wie bereits beschrieben, stellt die hier vorgenommene Bewertung der Elementgehalte mittels Handbuch Altlasten (HLUG 2002) lediglich eines von mehreren Kriterien dar, die erfüllt sein müssen, um eine potenzielle Grundwassergefährdung festzustellen. Es müssten also noch weitere Untersuchungen durchgeführt werden, um eine klare Aussage treffen zu können.

In 102 von 130 Proben werden die hessischen Hintergrundwerte für Auenschluffsubstrate in Oberböden unter Grünland teilweise um ein Vielfaches überschritten. Von den Proben mit geringeren Cu-Gehalten liegen 24 im östlichen Abschnitt der Aue, wo keine montanwirtschaftlichen Aktivitäten stattfanden. Für die Tiefenprofile wurden die gemessenen Cu-Gehalte zusätzlich mit den Hintergrundwerten für Auenschluffsubstrate in Unterboden und Untergrund verglichen. 137 von 146 Proben zeigen ebenfalls eine oft mehrfache Überschreitung des Hintergrundwertes, einzig RKS 7 sowie einzelne Proben von RKS 10 liegen darunter. Zusammenfassend liegen die gemessenen Cu-Gehalte also überwiegend über den hessischen Hintergrundwerten. Sogar die Profile RKS 7 und RKS 10, bei denen vermutet wurde, dass sie vom historischen Bergbau unbeeinflusst sind, besitzen teilweise erhöhte Cu-Gehalte, wenn auch nicht in der Größenordnung anderer Standorte. Ob die Ursache dort z. B. die Verbreitung über Stäube zu Zeiten des Bergbaus oder die Deposition über Rauchgase bei der Verhüttung gewesen ist, kann nur vermutet werden.

Zusammenfassend betrachtet, wurden außerhalb des östlichen Teils der Aue fast flächendeckend der Beurteilungswert nach Handbuch Altlasten (HLUG 2002), das 90. Perzentil der hessischen Hintergrundwerte (HLUG 2011) und der Maßnahmenwert für die Beweidung mit Schafen oft sehr deutlich überschritten. Ein rein geogener Ursprung der Cu-Belastung kann damit ausgeschlossen werden, da die Flächen ohne sichtbaren Einfluss des historischen Bergbaus nur geringe Überschreitungen von Beurteilungs- oder Vergleichswerten zeigen.

4.4 Mobilisierbarkeit von Cu

Um einen Hinweis zum potenziell pflanzenverfügbaren bzw. mobilen Cu-Anteil in der Gernhauser Aue zu bekommen, wurden die Oberbodenproben der Rammkernsondierungen zusätzlich nach NH_4NO_3-Extraktion und anschließender AAS gemessen. Die Ergebnisse sind in Tab. 4 aufgeführt.

Die Anteile am Cu-Gesamtgehalt sind gering und schwanken zwischen 0,23 % und 0,57 %. Vergleichbare Ergebnisse für die Elemente As und Sb wurden bereits von Häfner (2019) in hessischen Auenböden ermittelt.

Die bestimmten Cu-Gehalte (im folgenden Cu (NH_4NO_3)) können ebenfalls mit den entsprechenden hessischen Hintergrundwerten (Auenschluffsubstrate, Oberboden, Grünland, Ammoniumnitratextrakt; HLUG 2011, siehe dazu auch Kap. 4.3) verglichen werden. Es zeigt sich, dass sieben von zehn Proben das 90. Perzentil (0,27 mg/kg) überschreiten. Besonders RKS 1 (4,17 mg/kg) und RKS 9 (2,08 mg/kg) liegen deutlich darüber.

Eine Bewertung anhand der Prüfwerte der BBodSchV (1999) kann nicht vorgenommen werden, da sich diese auf die Nutzungsform Acker beziehen. Der dort vermerkte Cu-Prüfwert von 1 mg/kg wäre allerdings für RKS 1 und RKS 9 deutlich überschritten.

Bug et al. (2019) haben ein u. a. auf pH, Humusgehalt und KAK basierendes, vereinfachtes Verfahren zur Ermittlung der Bindungsstärke des Oberbodens für Cu und andere Schwermetalle entwickelt. Dabei wird der ursprünglich von Amelung et al. (2018) genannte Orientierungswert von pH = 4,5 verwendet, unter dem eine potenzielle Mobilisierung von Cu beginnt. Hier im Untersuchungsgebiet liegen die pH-Werte aller Oberböden darüber, allerdings haben die RKS-Profile 1, 2 und 3 (siehe Tab. 2) Werte kleiner pH 5, so dass eine Versauerung der Böden eine Mobilisierung von Cu ermöglichen könnte. Andererseits weisen Bug et al. (2019) dem Tongehalt bzw. der KAK einen mittleren und dem Humusgehalt einen großen Einfluss auf das Bindungsvermögen von Cu zu. Dies wurde auch von Kabata-Pendias (2011) festgestellt. In allen analysierten Oberböden des Untersuchungsgebietes liegen die Humusgehalte über 2 % und könnten somit zur Fixierung des Cu beitragen.

Um die aktuell eher geringe Mobilität von Cu abzusichern, sollte vor allem der pH-Wert beobachtet werden. Sinkt dieser ab, sollten Maßnahmen wie Kalkung und Humusaufbau er-

Tab. 4: Cu-Gehalte nach Ammoniumnitrat-Extraktion [mg/kg] und deren prozentuale Anteile am Gesamtgehalt (bestimmt mittels pRFA)

Oberbodenprobe/ Bodentyp		Cu (NH_4NO_3) [mg/kg]	Anteil am Cu-Gesamtgehalt [%]
RKS 1	Gley	4,17	0,57
RKS 2	Auengley	0,58	0,31
RKS 3	Vega-Gley	0,33	0,42
RKS 4	Auengley	0,10	0,26
RKS 5	Auengley	0,80	0,30
RKS 6	Auengley	0,17	0,24
RKS 7	Auengley	0,35	0,66
RKS 8	Auengley	0,58	0,23
RKS 9	Gley	2,08	0,27
RKS 10	Gley	0,10	0,33

folgen, um durch die Stärkung der Bindungseigenschaften der Böden eine Cu-Mobilisierung zu verhindern. Ein Umbruch des Grünlands in Acker ist in der Aue zwar unwahrscheinlich, doch sollten gegebenenfalls vorher Untersuchungen zu möglichen Folgen für die dort vorgesehenen Kulturen durchgeführt werden. Wie sich die Mobilität von Cu in den Unterböden, besonders auch in der wassergesättigten Zone gestaltet, wird in dieser Untersuchung nicht betrachtet.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Wie vermutet, hat der historische Abbau von Kupfer- und Silbererzen im Untersuchungsgebiet zu großflächigen Anreicherungen von Cu in der Aue geführt. Anhand der vertikalen und horizontalen Verteilung in Oberböden und Tiefenprofilen kann ein zeitlich und räumlich begrenzter anthropogener Eintrag angenommen werden. Großflächige, deutliche Überschreitungen der hessischen Hintergrundwerte (HLUG 2011) bestärken die Annahme, dass sich Cu anthropogen in den Böden angereichert hat. Dies ist sowohl in dem sichtbar vom Bergbau beeinflussten Gebiet als auch in den flussabwärts gelegenen Aueabschnitten feststellbar. Vor allem in den Oberböden, die sich in der Nähe von Abraumhalden befinden, konnten sehr hohe Cu-Gehalte von über 1 300 mg/kg gemessen werden. In größeren Tiefen können die Gehalte sogar auf bis über 6 000 mg/kg ansteigen. Die Böden in dem Bereich der Gernhauser Aue, welcher außerhalb vom Einfluss des Bergbaureviers liegt, zeigen hingegen keine erhöhten Belastungen. Um die Ablagerungen zeitlich genauer eingrenzen zu können, müssten Datierungen der Sedimente, z. B. mittels Lumineszenz-Methode, durchgeführt werden.

Im Hinblick auf die rechtliche Beurteilung der Ergebnisse ist anzumerken, dass die Messung mittels pRFA sowie die Entnahme von Punktproben nicht den gesetzlichen Vorgaben der BBodSchV (1999) entspricht. Trotzdem sollen die Untersuchungen anhand der Werte der BBodSchV (1999) eingeordnet werden, auch wenn methodisch eine gewisse Unsicherheit besteht.

Der Maßnahmenwert für den Wirkungspfad Boden-Nutzpflanze für Grünlandnutzung wurde nur auf einem einzigen Standort überschritten; für den deutlich niedrigeren Maßnahmenwert speziell für Schafhaltung konnten allerdings zahlreiche Überschreitungen festgestellt werden. Daher ist insbesondere im Hinblick auf die Nutzung der Flächen als Weideland für Schafe anzuraten, weitere Untersuchungen durchzuführen und – wenn notwendig – Schutz- und Beschränkungsmaßnahmen zu ergreifen.

Auch der Beurteilungswert des hessischen Handbuchs Altlasten für den Wirkungspfad Boden-Grundwasser (HLUG 2002) wurde an vielen untersuchten Standorten überschritten. Für eine abschließende Beurteilung der Grundwassergefährdung müssten aber noch weitere Untersuchungen, wie z. B. Analysen von Cu in Bodeneluaten oder direkt im Grundwasser, durchgeführt werden.

Zur Untersuchung der Pflanzenverfügbarkeit wurde in den Oberböden der RKS-Standorte Cu auch nach NH_4NO_3-Extraktion gemessen. Die Untersuchungen ergaben, dass weniger als 1 % des Cu-Gesamtgehaltes potenziell pflanzenverfügbar ist. Da die gemessenen pH-Werte teilweise unter 5 lagen, sollten für die betroffenen Standorte zukünftig Kalkungen in Betracht gezogen werden, um eine Stabilisierung des pH-Wertes zu erreichen und damit einer möglichen Freisetzung von Cu aus den Oberböden vorzubeugen. Auch Humusgehalte von durchgehend größer 2 % können die Mobilität von Cu verringern. Ob die Unterböden mit teilweise deutlich höheren Cu-, aber geringeren Humusgehalten für die Umwelt ein Problem darstellen, müsste noch genauer untersucht werden. Auch müsste in Betracht gezogen werden, ob Boden- oder Wasserorganismen durch die erhöhten Cu-Gehalte gefährdet sein könnten.

Für die menschliche Gesundheit hingegen besteht keine Gefährdung, da Cu eine relativ geringe Humantoxizität besitzt. Aus diesem Grund wird in der BBodSchV (1999) auch kein Prüf- oder Maßnahmenwert im Wirkungspfad Boden-Mensch für Cu angegeben.

6 Schriftenverzeichnis

Ad-Hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. verbesserte und überarbeitete Auflage, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten; Hannover.

Alloway, B.J. (1999): Herkunft von Schwermetallen in Böden. – In: Alloway, B.J. (1999) Schwermetalle in Böden – Analytik, Konzentration, Wechselwirkungen, Springer: 41–62; Berlin, Heidelberg

Amelung, W., Blume, H.P., Fleige, H., Horn, R., Kandeler, E. & Kögel-Knaber, I. (2018): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde, Springer Spektrum: **17**; Heidelberg Berlin.

Baker, D.E. & Senft, J.P. (1999): Kupfer. – In: Alloway, B.J. (1999) Schwermetalle in Böden – Analytik, Konzentration, Wechselwirkungen. – Springer: 211–239; Berlin, Heidelberg.

Becker, A., Schreck, P. & Klöck, W. (2000): Schwermetallführung und Mineralbestand von Bachsedimenten im Mansfelder Land als Indikator geogener und anthropogener Schadstoffquellen. – In: Wippermann, T.: Hrsg. Bergbau und Umwelt. – Springer Spektrum: 121–135; Heidelberg Berlin.

Bug, J., Heumann, S., Müller & U. & Waldeck, A. (2019): Auswertungsmethoden im Bodenschutz- Dokumentationen zur Methodendynamik des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS). – GeoBerichte, **19**, 415 S., LBEG; Hannover.

Bundes-Bodenschutzgesetz (BBodSchG) (1998): Gesetze im Internet. – [online] **https://www.gesetze-im-internet.de/bbodschg/**. [Zugriff am 02.02.2021]

Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung (BBodSchV) (1999): Gesetze im Internet. – [online] **https://www.gesetze-im-internet.de/bbodschv/**. [Zugriff am 02.02.2021]

Colditz, G. (1994): Auen, Moore, Feuchtwiesen: Gefährdung und Schutz von Feuchtgebieten. – Springer Basel AG; Basel.

DIN 19683-1 (1973): Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau - Physikalische Laboruntersuchungen - Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung durch Siebung. – Beuth-Verlag; Berlin.

DIN 19683-2 (1973): Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau - Physikalische Laboruntersuchungen - Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat. – Beuth-Verlag; Berlin.

DIN 19684-1 (1977): Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau; Chemische Laboruntersuchungen, Bestimmung des pH-Wertes des Bodens und Ermittlung des Kalkbedarfs. – Beuth-Verlag; Berlin.

DIN ISO 10694 (1996): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Gesamtkohlenstoff nach trockener Verbrennung (Elementaranalyse). – Beuth-Verlag; Berlin.

DIN ISO 11047 (2003): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung von Cadmium, Chrom, Cobalt, Kupfer, Blei, Mangan, Nickel und Zink im Königswasserextrakt - Flammen- und elektrothermisches atomabsorptionsspektrometrisches Verfahren. – Beuth-Verlag; Berlin.

DIN ISO 19730 (2009): Bodenbeschaffenheit - Extraktion von Spurenelementen aus Böden mit Ammoniumnitratlösung. – Beuth-Verlag; Berlin.

DIN EN ISO 13196 (2015): Bodenbeschaffenheit - Screening ausgewählter Elemente in Böden mit handhaltbaren oder tragbaren Röntgenfluoreszenzspektrometern. – Beuth-Verlag; Berlin..

Du Laing, G., van Ryckegem, G., Tack, F.M.G. & Verloo, M.G. (2006): Metal accumulation in intertidal litter through decomposing leaf blades, sheaths, and stems of Phragmites australis. – Chemosphere, **63**: 1815–1823.

Emde, B. & Emde V. (2021): Auf den Spuren der Bergleute – Der waldecksche Kupferbergbau in Nieder-Ense, Immighausen und Korbach. – Beiträge aus Archiv und Museum der Kreis- u. Hansestadt Korbach und Archiv der Alten Landesschule, Bd. 7: 160 S.; Korbach.

FABOST (2012): Merkblatt: Untersuchungen des Bodens mittels mobiler Röntgenfluoreszenz-Spektrometrie und Vergleich mit Resultaten nach VBBo. – Bodenschutzfachstelle der Ostschweizer Kantone und des Fürstentums Liechtenstein, c/o Fachstelle Bodenschutz Kantone Zürich.

Filipinski, M., Grupe, M. (1990): Verteilungsmuster lithogener, pedogener und anthropogener Schwermetalle in Böden. – Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 153: 69–73; Weinheim/Bergstr.

Fuchs, A. W. (2010): Studien zur frühen Kupfergewinnung im Mitteledergebiet (Nordhessen). – Verlag Marie Leidorf GmbH; Rahden.

Geuss, U. & Hangen, E. (2019): Einsatz eines pRFA-Gerätes zur räumlichen Abgrenzung oberflächennaher Bodenbelastungen. – Bodenschutz, Jg. 24, **2/2019**: 66–70.

Gillbricht, C.A. (2020): Möglichkeiten und Grenzen der Vor-Ort-Analytik. – Altlastenspektrum **2/2020**: 57–63.

Goldenberg, G. (1993): Frühe Umweltbelastungen durch Bergbau und Hüttenwesen. – In: Steuer, H., Zimmermann, U.: Alter Bergbau in Deutschland. – Theiss, 107–113; Stuttgart.

Graf, W.L., Clark, S.L., Kammerer, M.T., Lehmann, T., Randall, K. & Schroeder, T.R. (1991): Geomorphology of heavy metals in the sediments of Queen Creek. – Catena, **18**: 567–587; Arizona, USA.

Häfner, J. (2019): Bindungsformen von Arsen und Antimon in Böden des ehemaligen Bergbaugebietes bei Bieber im hessischen Spessart. – Abschlussarbeit, Johann-Wolfgang-Goethe Universität; Frankfurt am Main.

Harter, R.D. (1979): Adsorption of copper and lead by Ap and B2 horizons of several northeastern United States soils. – Soil Sience Society of America Journal, 43: 679–683.

HIM-ASG (2019): Jahresbericht 2019 der HIM-GmbH. – Bereich Altlastensanierung: 69–70.

HLUG - Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2002): Handbuch Altlasten. – Band 3, Teil 3; Wiesbaden.

HLUG - Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2011): Hintergrundwerte von Spurenstoffen in hessischen Böden; Wiesbaden.

HLUG - Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2014): Handbuch Altlasten. – Band 1, 2. überarb. Auflage; Wiesbaden.

HLNUG - Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (2018): Methodendokumentation Bodenkunde. BFD50. – Bodenkarte von Hessen. 2. Aufl.; Wiesbaden.

Kabata-Pendias, A. (2011): Trace elements in soils and plants. – CRC Press, **4**; Boca Raton, Florida, USA.

Kratz, S., Haneklaus, S. & Schnug, E. (2009): Kupfergehalte in Acker- und Grünlandböden und das Verhältnis dieser Gehalte zu den durch Pflanzenschutz ausgebrachten Kupfermengen. – Journal für Kulturpflanzen, **61** (4): 112–116.

Kula, H. (2002): Alternativen zur Anwendung von Kupfer als Pflanzenschutzmittel. – Berichte aus der Biologischen Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft, Heft **118**: 6–10.

LABO – Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Bodenschutz (2003): Hintergrundwerte für anorganische und organische Schadstoffe in Böden. – 3. Auflage: 169 S.; Berlin.

LABO – Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Bodenschutz (2017): Hintergrundwerte für anorganische und organische Schadstoffe in Böden. – 4. Auflage: 256 S.; Berlin.

Macklin, M.G. (1985): Floodplain sedimentation in the upper Axe valley. – Transactions of the Institute of British Geographers, **10**: 235–244.

Macklin, M.G. (1996): Fluxes and storage of sediment-associated heavy metals in floodplain systems: assessment and river basin management issues at a time of rapid environmental change. – In: Anderson, M.G., Walling, D.E. & Bates, P.D.: Floodplain Processes. – Wiley; Chichester.

Marcus, W.A. (1987): Copper dispersion in ephemeral stream sediments. – Earth Surface Processes and Landforms, **12**: 217–228.

Miehlich, G. (2000): Eigenschaften, Genese und Funktionen von Böden in Auen Mitteleuropas. – In: Friese, K., Witter, B., Miehlich, G. & Rode, M.: Stoffhaushalt von Auenökosystemen. – Springer Spektrum, 3–17; Berlin Heidelberg.

Miller, J.R. (1997): The role of fluvia geomorphic processes in the dispersal of heavy metals from mine sites. – Journal of Geochemical Exploration, **58**: 101–118.

Mühl, J.M. (2016): Schwermetalle in Auenböden der Bieber. – Abschlussarbeit, Johann-Wolfgang-Goethe Universität; Frankfurt am Main.

MWKEL - Ministerium für Wirtschaft, Klimaschutz, Energie und Landesplanung Rheinland-Pfalz (2013): Hintergrundwerte der Böden von Rheinland-Pfalz.; Mainz.

Panek, N. (2012): Geo-touristische Potenziale und Entwicklungsvorschläge in der Geopark-Region Ederbergland. – Projektbüro „Nationaler Geopark GrenzWelten". [online] **https://docplayer.org/28077453-Geo-touristische-potenziale-und-entwicklungsvorschlaege-in-der-geopark-region-ederbergland-im-steinbruch-hohenaecker-bei-frankenberg.html**) [Zugriff am 15.02.2022]

Repmann F., Hirsch F., Tingwey, I.G., & Raab, T. (2011): Messung von Schwermetallen und Hauptelementen in anthropogen geprägten Böden mittels feldportabler Röntgenfluoreszenzanalyse (FP RFA). Berichte der DBG. – In: Jahrestagung der DBG 2011; Berlin. [online] **https://eprints.dbges.de/784/** [Zugriff am 15.02.2022]

Slotta, R. (1983): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland, Metallerzbergbau. – SDV Saarbrücker Druckerei und Verlag; Saarbrücken.

Soli, N.I. (1980): Chronic copper poisoning in sheep, a review of the literature. – Nord Vet Med, **32**: 75–89.

Swennen, R., van Keer, I. & De Vos, W. (1994): Heavy metal contamination in overbank sediments of the Guel river (East Belgium): Its relation to former Pb-Zn mining activities. – Environmental Geology, **24**: 12–21.

UBA - Umweltbundesamt (2009): Einsatz von Kupfer als Pflanzenschutzmittel-Wirkstoff: Ökologische Auswirkungen der Akkumulation von Kupfer im Boden. – UBA Texte 10/09; Dessau.

UBA - Umweltbundesamt (2005): Einträge von Kupfer, Zink und Blei in Gewässer und Böden. – [online] **https://d-nb.info/990100537/34** [Zugriff am 10.02.2021].

Weber, C. & Opp, C. (2017): Schwermetalle in anthropogenen Böden – Untersuchungen des Tagebaus „Eiserne Hand" im ehemaligen Eisenerzbergbaugebiet Dillenburg – Oberscheid. – Bericht der DGB. In: Jahrestagung der DGB 2017, Göttingen [online] **https://eprints.dbges.de/1209/** [Zugriff an 21.06.2022].

Wunderlich, J. (2011): Natur- und Kulturlandschaft rund um den Edersee. – Frankfurter Geographische Hefte, **69**: 119–136.