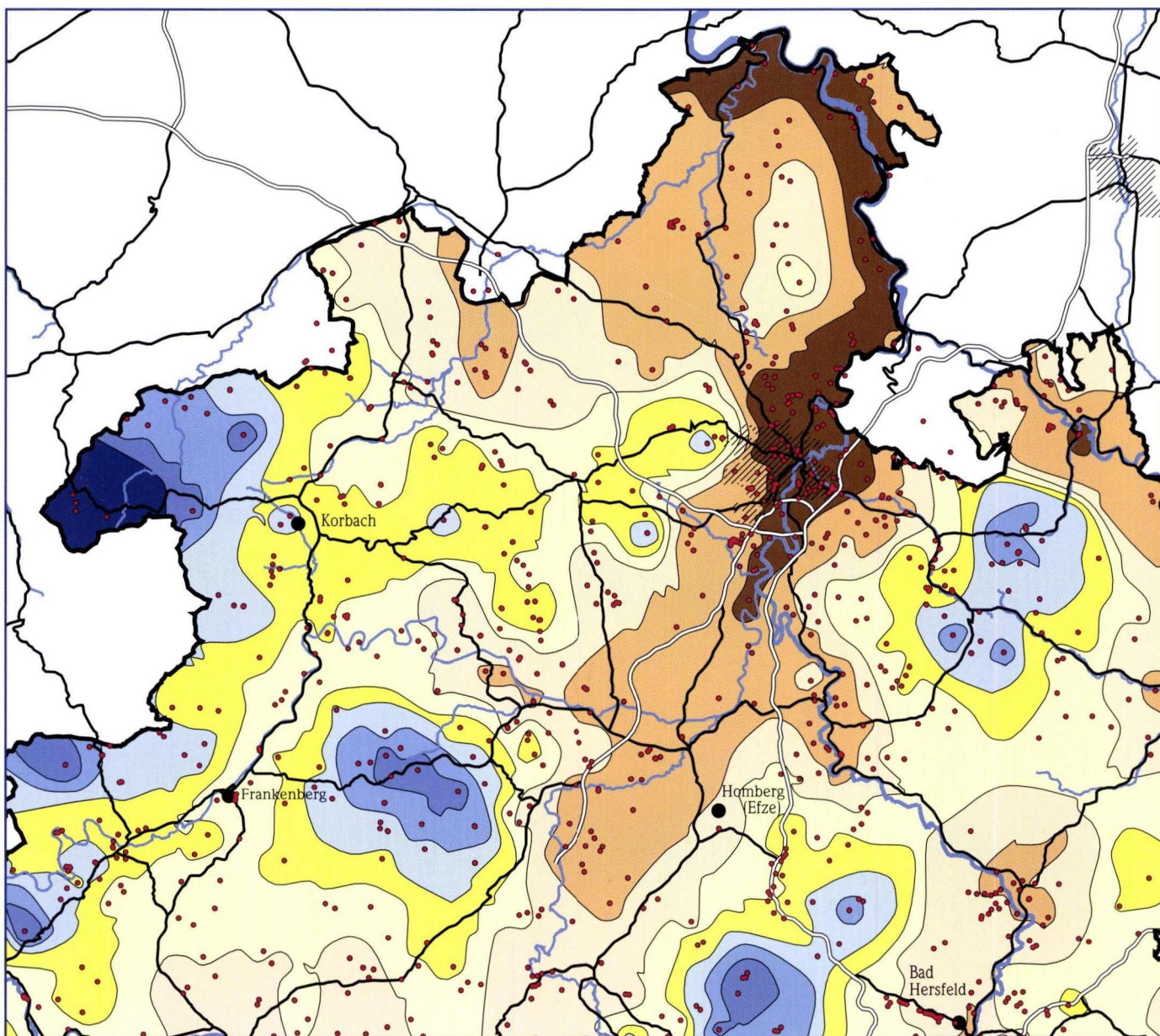




Band 132/2004

Geologisches Jahrbuch Hessen



Band 132/2004

138 Seiten, 52 Abbildungen, 12 Tabellen, 3 Tafeln, Wiesbaden 2005

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

Schriftleitung
Dr. Roland E. Becker
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

Titelbild: Grundwassergleichen aus dem Beitrag SCHRAFT.

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, D-70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2005
ISSN 0341-4027

Printed in Germany

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. Adalbert Schraft,
Monika Retzlaff, Dagmar Tangermann

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11/70 1034; e-mail: vertrieb@hlug.de
Telefax: 06 11/9740 813

Inhalt	Seite
A. GOLWER Die Heilquellen von Bad Soden am Taunus	5
A. SCHRAFT Hydraulische Eigenschaften der Kluftgrundwasserleiter Nord- und Mittelhessens	33
W. VON KOENIGSWALD, K.D. ROSE, L. GRANDE & R.D. MARTIN Die Lebensweise eozäner Säugetiere (Pantolestidae und Apatemyidae) aus Messel (Europa) im Vergleich zu neuen Skelettfunden aus dem Fossil Butte Member von Wyoming (Nordamerika)	43
E. MARTINI & P. ROTHE Die Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön – Neue Daten zur Genese, zum Alter und zur Fossilführung	55
M. BÖHME, B. ENGESSER, E. MARTINI & G. STORCH Eine oberoligozäne Fauna in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus (Rhön)	69
M.C. GRIMM Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken)	79
A. SEMMEL Probleme der Abgrenzung und Datierung pleistozäner Terrassen – erörtert an Beispielen aus dem Untermaingebiet	113
V. WILDE, T.M. KAISER & T. KELLER Erste Funde von Blättern aus dem Bereich der mittelpleistozänen Mosbach-Sande von Wiesbaden-Biebrich (Hessen)	131

ARTHUR GOLWER¹

Die Heilquellen von Bad Soden am Taunus

Kurzfassung

Die hydrogeologische und hydrochemische Beschreibung der Heilquellen von Bad Soden am Taunus erweitert die Angaben der älteren Literatur durch neue Untersuchungsergebnisse. Die unterschiedlichen Heilwässer von Bad Soden am Taunus entstehen vorwiegend in den oberen 200–300 m durch Ver-

dünnung der zur Erdoberfläche aufsteigenden thermalen Sole mit wenig mineralisiertem Grundwasser und durch hydrochemische Vorgänge in den Klüften der Phyllite. Auf den Schutz der Heilquellen vor anthropogenen Einwirkungen wird hingewiesen.

Abstract

The hydrogeological and hydrochemical description of the mineral springs of Bad Soden at the Taunus expands the information of the older literature by new studies. The different mineral waters of Bad Soden at the Taunus are formed mainly in the upper 200–300 m by dilution of thermal salt-water ris-

ing to the surface with groundwater with only a little mineralisation and by hydrochemical processes in the clefts of the phyllites. The protection of the mineral springs against human influence is indicated.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	5
2. Geologische Übersicht	6
3. Historischer Überblick	10
4. Vorkommen des Mineralwassers	11
5. Fassung der Mineral- und Heilquellen	17
6. Beschaffenheit des Heilwassers	20
6.1 Physikalische und physikalisch-chemische Kennwerte	20
6.2 Chemische Beschaffenheit	23
6.3 Mikrobiologische Untersuchungen	28
7. Nutzung und Schutz der Heilquellen	29
8. Schriftenverzeichnis	30

1. Einleitung

Die Heilquellen von Bad Soden am Taunus gehören zu den seit Jahrtausenden natürlich austretenden Mineralwässern am Taunussüdrand. Sie sind zunächst durch Grabungen und nach 1856 durch tiefe Bohrungen gefasst worden. Seit 1829 werden die Heilwässer umfangreicher als vorher chemisch quantitativ untersucht und ihre Beschaffenheit, Herkunft und Anwendungsbereiche ausführlicher beschrieben.

In den vergangenen drei Jahrzehnten sind durch umfangreiche chemische Analysen, neue Fassungen der Heilquellen, zahlreiche Baugrundbohrungen und Messungen sowie neuere Un-

tersuchungsmethoden (Luftbilder, Isotopenuntersuchungen) die Kenntnisse über die Heilquellen wesentlich erweitert worden. Die vorliegende Arbeit ist eine hydrogeologische und hydrochemische Darstellung und Auswertung dieser Untersuchungen unter Berücksichtigung der älteren Literatur.

Das Auswerten der älteren Primärliteratur seit 1701 und das Zitieren der Literatur in vollständiger Form ergab in einigen Fällen im Text und im Schriftenverzeichnis Abweichungen von Angaben in der Sekundärliteratur.

¹ Prof. Dr. A. Golwer, Dresdener Ring 39, D-65191 Wiesbaden

2. Geologische Übersicht

Bad Soden am Taunus liegt im Bereich der Taunus-Südrandverwerfung, die im Stadtkern von SW nach NE, im östlichen Stadtgebiet etwa Nord-Süd verläuft und den Vordertaunus im NW vom Taunusvorland im SE trennt (Abb. 1).

An dieser Verwerfung und vermutlich auch an etwa parallel verlaufenden Verwerfungen im Taunusvorland sind die Gesteine des Vordertaunus um etwa 150–200 m, örtlich noch mehr, abgesunken. Seit Beginn des Tertiärs vor etwa 65 Mio. Jahren ist mit dem Absinken des Taunusvorlandes der Taunus in einigen Zeitabschnitten zum heutigen Mittelgebirge herausgehoben worden. Die letzten deutlichen Hebungen erfolgten im Pleistozän und führten durch Tiefenerosion zur Bildung vieler Täler in der heutigen Form, z.B. des Sulzbaches und des Nierdorfsbaches. Dadurch wurden vor allem im Pleistozän die tektonischen (tiefreichende Kluftsysteme) und hydraulischen (größere Höhenunterschiede) Voraussetzungen für das Aufsteigen des Mineralwassers in Bad Soden am Taunus und an anderen Stellen des Südaunus geschaffen. Das Absinken des Taunusvorlandes als Teil des nördlichen Oberrheingrabens ist auch rezent durch Präzisionsnivellements nachweisbar (LUX 1991). Bei der Interpretation der Höhenveränderungen sind Setzungen zu berücksichtigen, die im Gebiet von Bad Soden am Taunus und Schwalbach am Taunus durch Grundwasserabsenkungen zeitweilig aufgetreten sind (KUTSCHER et al. 1968).

Der **Vordertaunus** ist als südlicher Randbereich des Taunus ein Teil der einige Kilometer breiten Phyllit-Zone, die vom Hunsrück im SW über den Südaunus nach NE bis zum Südharz reicht und durch erhöhte Metamorphose und intensive Deformation mächtiger Sedimentfolgen mit eingelagerten Vulkaniten gekennzeichnet ist. Im 12,47 km² großen Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus besteht der Vordertaunus vorwiegend aus Phylliten, die STENGER (1961) als Eppsteiner Schiefer-Folge und Lorsbacher Schiefer-Folge detailliert beschrieben hat. Früher wurden diese Phyllite nach dem von LIST (1850) gefundenen Mineral Sericit z.T. als Sericitschiefer bezeichnet. In den Erläuterungen zu den geologischen Karten von Preußen Bl. Königstein (LEPPLA 1924) und Bl. Frankfurt/Main-West (Höchst)-Steinbach (MICHELS et al. 1930) werden beide Schiefer-Folgen unter der Bezeichnung Phyllite (se) zusammengefasst und in das Vordevon gestellt. Die folgenden Angaben über den Vordertaunus und die neue Nomenklatur der Schichten lehnen sich an die Beiträge von ANDERLE (in Vorber.) an, die für die Erläuterungen zu Bl. 5817 Frankfurt am Main West (3. Aufl.) vorgesehen sind. Die Phyllite der Eppsteiner Schiefer-Folge, nach neuer Nomenklatur Eppstein-Formation, können biostratigraphisch noch nicht eingestuft werden, weil bisher keine Fossilien gefunden wurden. Da sie von Phylliten der Lorsbacher Schiefer-Folge (Lorsbach-Formation) überlagert werden, die durch den Nachweis von Sporen vom Unterems bis ins Oberems in das Unterdevon einzustufen sind (REITZ 1989), ist silurisches bis devonisches Alter der Eppstein-For-

mation wahrscheinlich. Nach STENGER (1961) streicht die devonische Lorsbacher Schiefer-Folge im bebauten Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus aus, besteht vorwiegend aus dunkelgrauen, streifigen Phylliten und reicht von der Taunus-Südrandverwerfung etwa 1 km nach NW, wo sie an Phyllite der Eppsteiner Schiefer-Folge grenzt (Abb. 1). Nach KLÜGEL (1997) ist die Verbreitungsfläche der Lorsbacher Schiefer-Folge im Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus kleiner. Im Stadtteil Neuenhain sowie NE vom Stadtteil Altenhain steht Serizitgneis (Wiesbaden-Metarhyolith) an (Abb. 1).

Die Phyllite entstanden vor etwa 450–390 Mio. Jahren als Sedimente, nach ANDERLE & MEISL (1974) vorwiegend als Tone, Schluffe und wenig sortierte grauwackenähnliche Gesteine; KLÜGEL (1997) beschreibt sie als Metapelite, Quarzwacken, arkosische Wacken, Subarkosen und unreine Quarzite. Die Serizitgneise sind vor etwa 440–410 Mio. Jahren als Vulkanite (saure Effusivgesteine, Metarhyolithe) entstanden. Die radio-metrische U-Pb-Altersbestimmung an Zirkonen des Serizitgneises ergab 426 ± 14/–15 Mio. Jahre, und dieses nach heutiger Auffassung silurische Alter wird als Erstarrungsalter der vulkanischen Schmelze gedeutet (SOMMERMANN et al. 1992). Die Umwandlung der Sedimente zu Phylliten (Metapelite) und der Vulkanite zu Serizitgneis (metamorphe Vulkanite) erfolgte vor etwa 323 Mio. Jahren durch die variszische Metamorphose bei Temperaturen von 300–330 °C und Drücken von 4–6 kb (KLÜGEL 1997). Die heutige Verbreitung der Phyllite und Serizitgneise geht auf variszische Schuppentektonik und postvariszische, vorwiegend tertiäre Schollentektonik zurück (ANDERLE 1991). Im Vordertaunus bei Bad Soden am Taunus sind nach KLÜGEL (1997) die etwa 3 300 m mächtigen Phyllite (Lorsbacher Schiefer-Folge ca. 1 900 m, Eppsteiner Schiefer-Folge ca. 1 300 m) und die ca. 1 900 m mächtigen Metavulkanite der Phyllit-Zone zu zwei Großschuppen mit SE-gerichteter Verjüngung der Schichten zusammengeschieben worden. Daher streichen am SE-Rand des Vordertaunus im Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus die jüngsten Schichten der Phyllit-Zone aus, die devonische Lorsbach-Formation (Abb. 1).

Im Vordertaunus treten Basalte auf, z.B. in Bad Soden am Taunus ein NE-streichender Basaltgang, der in einem 17 m langen Stollen am Fuß des Burgberges 1857 angetroffen wurde (GIEBELER 1858, MICHELS et al. 1930). Nach der K-Ar-Datierung einiger Basalte am Nordrand des Oberrheingrabens (HORN et al. 1972) ist der Basalt am Burgberg wahrscheinlich im Alttertiär vor etwa 60 Mio. Jahren oder schon vorher in der Oberkreide auf Spalten in die Phyllite der Lorsbach-Formation eingedrungen. Eine genauere Alterseinstufung dieses stark verwitterten Basalts und der Gänge aus stark verwittertem Olivinbasalt in Königstein-Mammolshain und Kronberg im Taunus (DIETZ & WERNER 1975) liegt nicht vor. Im Taunus sind die untersuchten Basalte deutlich älter als im Vogelsberg (17–9 Mio. Jahre) und in Frankfurt am Main (17–13 Mio. Jahre) (u.a. HORN et al.

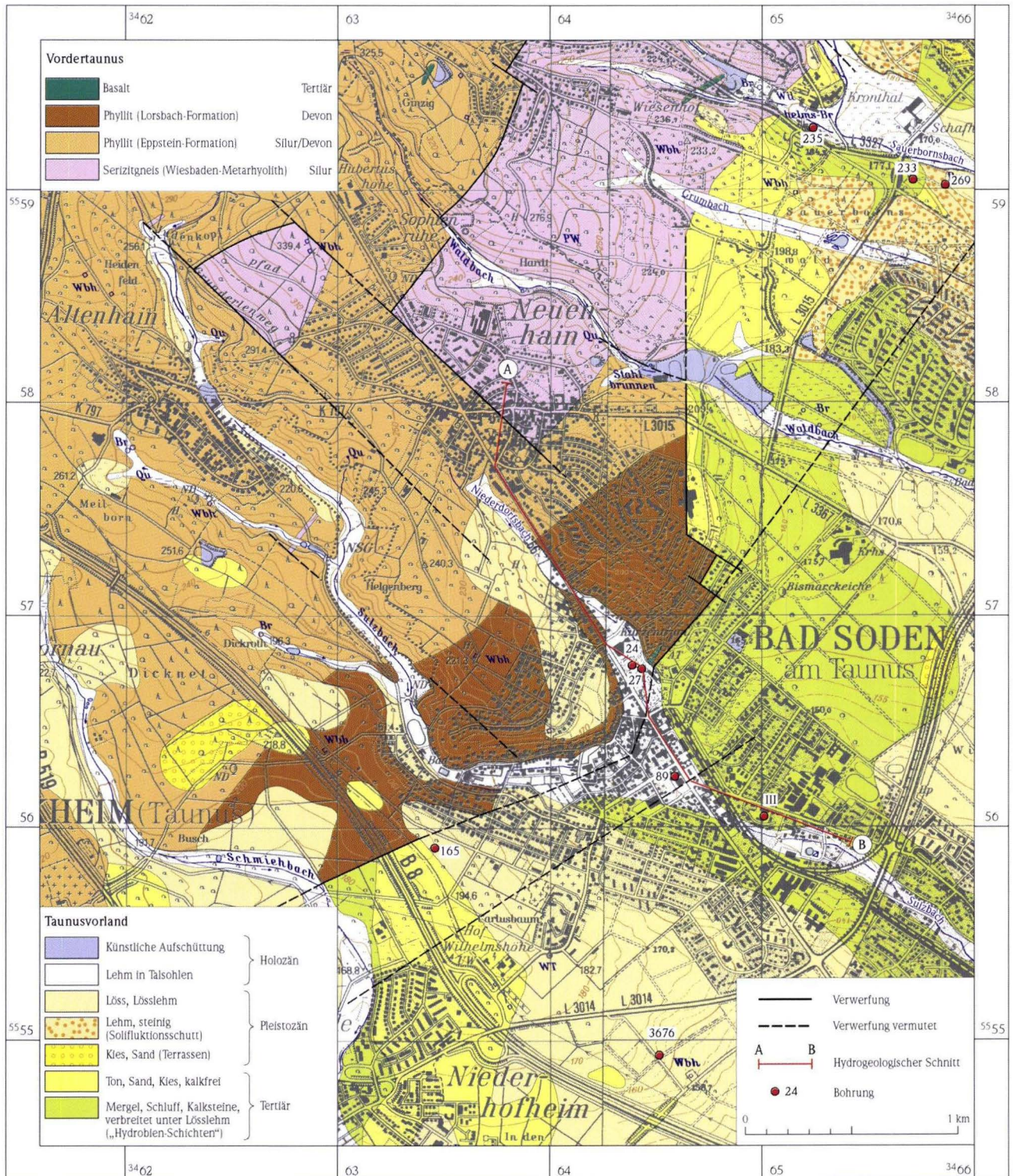


Abb. 1. Geologische Karte (GK 25) von Bad Soden am Taunus und Umgebung.

Geologische Aufnahmen: LEPLA (1922), MICHELS et al. (1929), STENGER (1961), KÜMMERLE (1999), Aktualisierung vom Autor 2004.

1972, LIPPOLT 1982, FUHRMANN & LIPPOLT 1987). Basaltgänge wurden Mitte des 19. Jh. zum Teil als Aufstiegswege für das Mineralwasser angesehen und aus der Verwitterung der Basalte das Natriumchlorid und Calcium des Mineralwassers abgeleitet (GIEBELER 1858).

Im **Taunusvorland** stehen einige hundert Meter mächtige tertiäre Sedimente an, die unmittelbar südlich der Taunus-Südrandverwerfung auf Phylliten des Vordertaunus (Abb. 2), weiter südlich wahrscheinlich auf Gesteinen des Rotliegenden liegen. Sie sind vor etwa 30–1,8 Mio. Jahren am nördlichen Rand des tertiären Oberrheingrabens unter marinen, brackischen und limnisch-fluviatilen Verhältnissen entstanden. Diese und die folgenden Altersangaben sind der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 entnommen (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002). Wesentliche Teile des tonigen, schluffigen und sandigen bis kiesigen Materials der tertiären Schichten sind umgelagerte Verwitterungsprodukte der Gesteine des Taunus (Taunuskamm und Vordertaunus). Die bis einige hundert Meter breite, sandig-kiesige und tonig-schluffige, kalkfreie Randfazies der tertiären Schichten, die NE Bad Soden am Taunus noch erhalten ist, wurde im Stadtgebiet nach der Heraushebung des Vordertaunus wahrscheinlich weitgehend abgetragen. Daher grenzen devonische Phyllite der Lorsbach-Formation an der Taunus-Südrandver-

werfung örtlich an tertiäre sandige, verbreitet aber an vorwiegend tonig-mergelige Sedimente mit Kalksteinbänken (Abb. 2). Die ältesten tertiären Ablagerungen in Bad Soden am Taunus sind wahrscheinlich oligozäne, vorwiegend tonig-schluffige Schichten der Cyrenenmergelgruppe (Abb. 2), deren Material zum größten Teil von den verwitterten Phylliten des Vordertaunus stammt und vor etwa 29 Mio. Jahren aus nördlicher Richtung in den tertiären Sedimentationsraum eingetragen wurde. Diesen Sedimenten sind vor allem NE von Bad Soden am Taunus sandige Lagen eingeschaltet, die im Grenzbereich zum Miozän zu den Vilbeler Kiesen („Grenzkiese“) gehören. Darüber folgt eine mächtige miozäne Wechselfolge von Mergeln, Schluffen und Kalksteinen mit eingeschalteten Tonen, Dolomitsteinen, Mergelsteinen und fossilführenden Lagen, die zu den Cerithien-, Inflaten- und Hydrobien-Schichten gehören. Aufgrund von Nannoplankton wird der untere Teil der Cerithien-Schichten zum Oligozän gestellt (MARTINI 1978). Die vor etwa 22–18 Mio. Jahren abgelagerten Hydrobien-Schichten streichen im südlichen und östlichen Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus flächenhaft unter pleistozänem Lösslehm aus. Kalksteine der Hydrobien-Schichten wurden unmittelbar östlich der Taunus-Südrandverwerfung bei Ausschachtungen für das Inhalatorium angetroffen und etwa 750 m SSE in drei, bis 109 m tiefen Brunnenbohrungen an der Sulz-

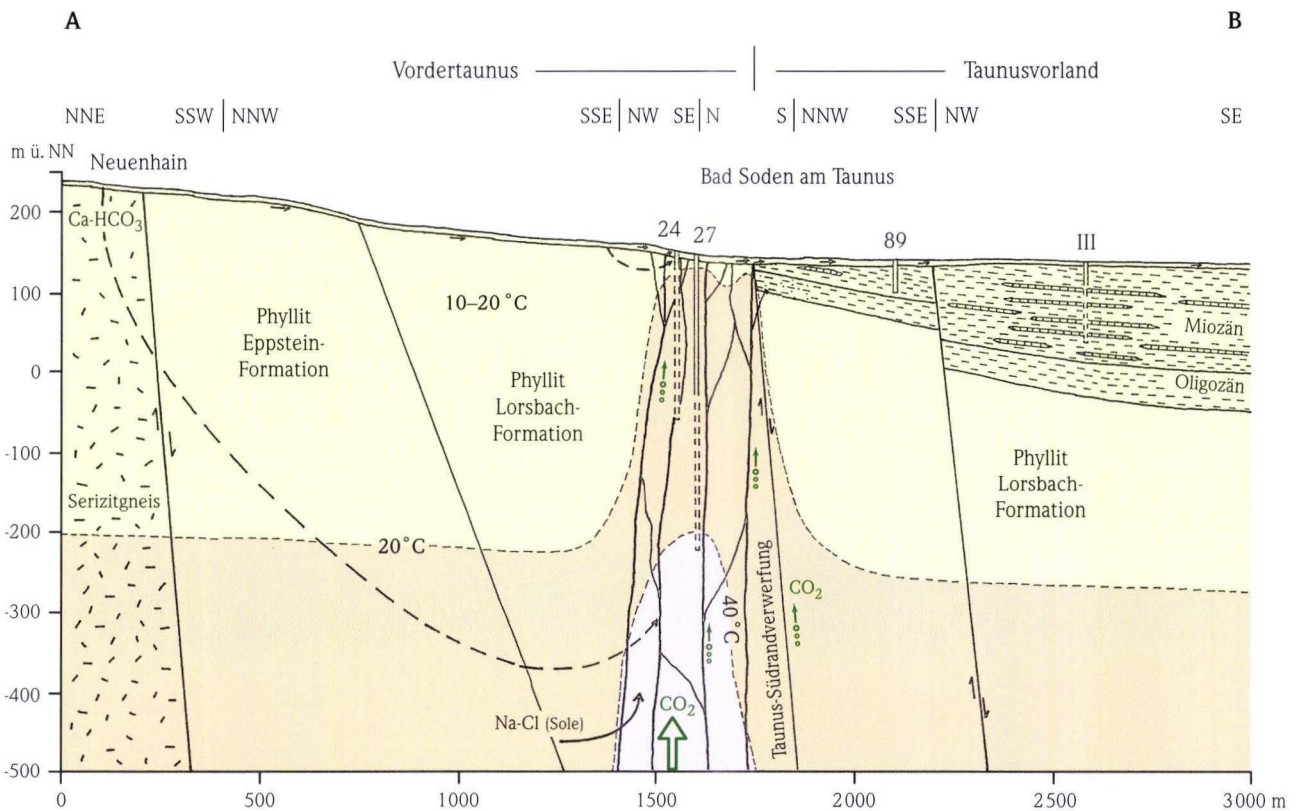


Abb. 2. Hydrogeologischer Schnitt durch das Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus.

bacher Straße durchbohrt. Jüngere miozäne Schichten aus der Zeit vor etwa 18–15 Mio. Jahren (Landschneckenmergel, Prososthenien-Schichten, Congerien-Schichten und Bockenheimer Schichten), die KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN (1993) von Frankfurt am Main beschrieben haben, fehlen im Stadtgebiet, weil sie nicht abgelagert worden sind oder im Pliozän und Pleistozän wieder abgetragen wurden. Etwa 3 km südlich der Taunus-Südrandverwerfung am östlichen Ortsrand von Oberliederbach wurden in der 410 m tiefen Bohrung der Fa. Coca Cola, die in Cyrenenmergeln endet, unter pliozänen Ablagerungen Prososthenien-Schichten und Landschneckenmergel nachgewiesen.

Von den fluviatilen und limnischen Ablagerungen der Pliozänzeit vor etwa 5–1,8 Mio. Jahren sind im Taunusvorland und örtlich auch im Vordertaunus kalkfreie Tone, Sande und Kiese erhalten.

Nach den Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER 1999) werden auch im Tertiär stratigraphische Einheiten, die bisher nach Fossilien, z.B. Hydrobien-Schichten, oder nach Fossilien und der lithologischen Beschaffenheit, z.B. Cyrenenmergel, bezeichnet wurden, durch Ortsnamen mit dem Zusatz Formation ersetzt. Im Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus gehören die ältesten vermuteten tertiären Schichten, die Cyrenenmergel, zum untersten Teil der Sulzheim-Formation (GRIMM et al. 2000) und die weit verbreiteten, wahrscheinlich Unteren Hydrobien-Schichten zur Wiesbaden-Formation (REICHENBACHER & KELLER 2002). Die Oberen Hydrobien-Schichten (bisher ohne Ortsnamen) sind in Bad Soden am Taunus nicht sicher nachweisbar. Auf der geologischen Karte (Abb. 1) werden die Unteren und Oberen Hydrobien-Schichten unter der Bezeichnung „Hydrobien-Schichten“ zusammengefasst. Für die jüngeren tertiären Schichten wurden die Bezeichnungen Niederrad-Formation (früher Landschneckenmergel), Praunheim-Formation (Prososthenien-Schichten), Staden-Formation (Congerien-Schichten), Untermain-Basalt-Formation (Trappdecke bzw. Vulkanische Gesteine) und Bockenheimer-Formation (Bockenheimer Schichten) gewählt und diese Einheiten lithostratigraphisch neu definiert (RADTKE & KÜMMERLE 2004). Mit dieser neuen Nomenklatur werden die bisherigen informativen Bezeichnungen der Schichten aus Gründen der Vergleichbarkeit mit lithostratigraphischen Einheiten außerhalb Deutschlands zu Gunsten geologisch wenig aussagender Ortsnamen aufgegeben.

In den Talauen des Sulzbaches und Niederdorfbaches sind pleistozäne und holozäne sandig-kiesige und schluffige Ablagerungen verbreitet, die in den vergangenen 115 000 Jahren entstanden, also während der letzten Eiszeit (Weichsel-Glazial) und den 10 000 Jahren danach. An den Talhängen tritt Solifluktionsschutt (Hangschutt aus steinigem Lehm) auf. Im Taunusvorland sind die tertiären Schichten flächenhaft von pleistozänem Löss und Lösslehm bedeckt. Örtlich verhüllen künstliche, bis rd. 4 m mächtige Aufschüttungen die anstehenden Gesteine (Abb. 1).

Die **Taunus-Südrandverwerfung**, die grundsätzlich von SW nach NE verläuft, an einigen Stellen aber von jungen rheinischen Störungen nach Norden versetzt wird, ist die tektonische Grenze zwischen den tertiären Ablagerungen des Taunusvorlandes und den paläozoischen Gesteinen des Vordertaunus. An einigen Stellen fällt sie nicht mit der nördlichen flächenhaften Verbreitung der tertiären Schichten zusammen, die etwa den geographischen Rand des Taunusvorlandes bildet, sondern verläuft unter geringmächtigen tertiären Schichten verhüllt im Taunusvorland. Die Verwerfungen haben in einzelnen, durch Querstörungen begrenzten Abschnitten unterschiedliche Verwerfungsbeträge. Die Bohrergebnisse deuten darauf, dass im Gebiet von Bad Soden am Taunus die Sprunghöhen der in die geologische Karte am SE-Rand des Vordertaunus eingetragenen Verwerfungen (Abb. 1) nur im Bereich von mehreren Metern bis einigen zehner Metern liegen und deutlich geringer sind als an anderen Stellen des Taunus-südrandes. In Bad Homburg v.d.Höhe, wo die Taunus-Südrandverwerfung etwa 100 m SE vom Elisabethenbrunnen verläuft, erreicht der Verwerfungsbetrag 246 m. Bei Bad Soden am Taunus werden die größten Sprunghöhen an SW–NE streichenden Verwerfungen im Taunusvorland erreicht.

SW von Bad Soden am Taunus wurden in der Bohrung 165 (Archiv Nr. des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, HLU) (Abb. 1) unter 5 m Löss bis 23 m u. Gel. tertiäre, tonig-schluffige Sedimente mit Quarzkies angetroffen und darunter bis 25 m u. Gel. Tonschiefer angegeben, die vermutlich zu der Lorsbach-Formation gehören. An dieser Stelle beträgt die Sprunghöhe der Taunus-Südrandverwerfung, die rd. 70 m NW der Bohrung eingetragen ist, unter Berücksichtigung des Einfallens der Tertiärbasis nach SE weniger als 20 m. Eine SW–NE verlaufende Verwerfung mit großer Sprunghöhe ist zwischen den Brg. 165 und 3676 wahrscheinlich (Abb. 1). Die Tertiärbasis liegt in der Brg. 165 etwa 172 m ü. NN, in der Brg. 3676 ist sie dagegen bei 24,68 m u. NN noch nicht erreicht, also eine Höhendifferenz von mindestens 197 m.

In der Bad Sodener Altstadt treten nördlich der eingetragenen Taunus-Südrandverwerfung über den Phylliten örtlich tertiäre Sedimente auf, z.B. am Nordende der Brunnenstraße Sande und Mergel. Sie sind vermutlich geringmächtige Erosionsreste tertiärer Schichten, die sich bis zur Weichseleiszeit erhalten haben und dann von sandig-kiesigen Bachablagerungen der letzten Eiszeit überdeckt wurden.

Am Burgberg wird der Verlauf der Taunus-Südrandverwerfung durch zwei Bohrungen und drei Baugruben markiert. In der Baugrundbohrung unmittelbar SW der Schillerstraße (R 346454, H 555683, ca. 180 m ü. NN) stehen unter 0,80 m mächtiger schluffiger Auffüllung bis 15 m u. Gel. graugrüne Phyllite an. In der benachbarten Baugrundbohrung (R 346458, H 555683, ca. 180 m ü. NN) wurden dagegen unter 2,5 m mächtiger Auffüllung bis 7,60 m u. Gel. tonig-schluffige Sedimente mit Sand- und Kieslagen und darunter graugrüne Tone mit Mergelsteinzwischenlagen angetroffen, die

zu den tertiären Schichten, vermutlich „Hydrobien-Schichten“, gehören. In der 2 m tiefen Baugrube in der Schillerstraße 20 (R 3464640, H 5556975, ca. 190 m ü. NN) war Phyllitschutt aufgeschlossen, und in der Freiligrathstraße 8 (R 3464715, H 5557018, ca. 181 m ü. NN) stand in der W-Ecke der 2–3 m tiefen Baugrube unter Phyllitschutt stark verwitterter, graubrauner bis dunkelbräunlichgrauer Phyllit an. In der Baugrube an der Schillerstraße 10 (R 3464645, H 5556872, ca. 179 m ü. NN) besteht der Hangschutt aus tertiären, ockerbraunen Mergeln und hellgraubraunen Kalksteinen mit Hydrobien, und im Leitungsraben vor dem Grundstück stehen in 2 m Tiefe hellolivgraue bis ockerbraune Mergel mit Schalenbruchstücken an. Aus der tonig-kalkigen Beschaffenheit der miozä-

nen Schichten ist zu vermuten, dass ihre kalkfreie, tonig-sandige Randfazies NW des Burgberges lag und abgetragen wurde.

Im Tal des Sauerbornsbaches in Kronberg-Kronthal deuten die Bohrungen 235, 233 und 269, die 14,70 m, 48,80 m bzw. 54,20 m u. Gel. Phyllite erreicht haben, auf eine nach NW auskeilende Auflage tertiärer Sedimente mit einem mittleren Gefälle der Tertiärbasis von rd. 7 % oder auf geringe Verwerfungsbeträge. Zwischen den Tälern des Waldbaches und Sauerbornsbaches verläuft die Verwerfung mit größeren Sprunghöhen vermutlich etwa 1 km SE der Verbreitungsgrenze der tertiären Schichten (Abb. 1). Der Verlauf der Taunus-Südrandverwerfung ist an dieser und an einigen anderen Stellen noch nicht ausreichend bekannt.

3. Historischer Überblick

Ausgehend vom Ortsnamen, der vom mittelhochdeutschen Wort *sot* (*sod*, *sode*) = sieden stammt, und dem Namen des Sulzbaches, der durch den Ort fließt, ist die Kenntnis um die salzhaltigen Quellen von Soden am SE-Rand des Taunus schon sehr alt und wohl schon vor der Besetzung der Landschaft durch die Römer verbreitet. Im Jahre 782 wird der Sulzbach als „Sulzbach im Niddagau“ urkundlich erwähnt (WIESNER 1949). Als Vorort des Reichsdorfes Sulzbach sind seine Salzquellen schon von Kaiser Ludwig 817 an seine Pfalz in Frankfurt übertragen worden (ROSSBACH 1924). Nach KROMER (1991) gilt eine Urkunde von 1191 des Erzbischofs von Mainz mit der Aussage über den Besitz eines Weinberges des Klosters Retters in Soden als erste datierte urkundliche Erwähnung Sodens. Als Reichsdorf stand Soden seit 1282 unter dem Schutz, 1450–1806 unter der Landeshoheit von Frankfurt. Die Quellen wurden erstmalig 1433 und danach 1437 urkundlich erwähnt, als Kaiser Sigismund ihre Nutzung der Stadt Frankfurt übertrug. Auch in einer Urkunde des Kaisers Friedrich III. aus dem Jahr 1483 werden die Quellen genannt.

Als erste Fassung ist 1494 der Milchbrunnen verbrieft, dessen Wasser warm und geschmacklich angenehm wie der von frischer Milch sei. Schon 1567 erbrachte eine Untersuchung durch Frankfurter Baumeister in Soden vier Salzbrunnen, einen davon im Dorf, drei außerhalb (WIESNER 1949). Außerdem soll es noch eine Quelle gegeben haben, die zum Baden genutzt wurde. Im 30-jährigen Krieg wurden alle Quellen verschüttet und erst im ausgehenden 17. Jh. wieder neu erschlossen. 1702 fand die erste Kur in Soden statt. Die übrigen alten, durchweg flach gefassten Quellen wurden bei Fundamentierungsarbeiten viel später erschlossen. Sie wurden nach analogen Vorstellungen Warmbrunnen, Solbrunnen, Champagnerbrunnen oder auch nach verdienten Persönlichkeiten benannt, wobei jetzt mit dem Namen „Champagnerbrunnen“ neben Wärme und Salzgehalt auf den dritten wichtigen Bestandteil des Mineralwassers, nämlich den Reichtum an freiem Kohlenstoffdioxid (gasförmiger Kohlensäure) hingewiesen wur-

de. Zahlreiche Neufassungen stammen aus dem 19. Jh., das als Jahrhundert des Bades bezeichnet werden kann. Seit 1829 erfolgt die Nummerierung der Quellen – vorwiegend mit römischen Ziffern –, nahe beieinander liegende Quellen werden zusätzlich mit Buchstaben bezeichnet. In den Abbildungen 1, 2, 3, 7 und 8 werden aus Platzgründen für die Quellen die 1829 von SCHWEINSBERG (1831) eingeführten arabischen Ziffern verwendet. Seit dem 21.4.1922 trägt die Stadt die Bezeichnung „Bad“. Die umfangreichsten Beschreibungen der Quellen und der Kurgeschichte stammen von KROMER (1990).

Bis zum April 1837 waren sieben Mineralquellen bekannt. Dann vermehrte eine auf Befehl der herzoglichen Landesregierung stattgefundene Untersuchung ihre Zahl auf 20. Nach dem DEUTSCHEN BÄDERBUCH (1907) waren in Bad Soden am Taunus 24 Mineralquellen bekannt, jedoch nur neun davon balneologisch genutzt. In den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen Bl. Frankfurt/Main-West (Höchst)-Steinbach werden 26 Mineralquellen genannt (MICHELS et al. 1930). THEWS (1966) gibt die Lage von 29 Mineralquellen an. Das Verzeichnis der Sodener Mineralquellen von Wiesner aus dem Jahre 1981 (KROMER 1990) führt 31 Quellen auf. In der Altstadt besaß vermutlich fast jedes Haus seinen eigenen Mineralbrunnen. Heute sind die meisten nicht mehr in Betrieb oder zugeschüttet.

Die ersten ärztlichen Beschreibungen der Heilwirkung der Heilquellen von Bad Soden am Taunus stammen von dem Frankfurter Arzt Dr. Gladbach aus den Jahren 1701 und 1725. Seit 1820 setzten F. Küster, S.F. Stiebel, Müller, O. Thilenius (erster „Brunnenarzt“ in Soden seit 1841), L. Ruge, R. Kolb, F. Grossmann, H. Koehler, A. Haupt, J. Wiesner und K.-A. Haupt die Reihe der ärztlichen Berichte fort (WIESNER 1949, 1952). Die von Sodener Badeärzten verfassten Arbeiten sind mit anderen Informationen vorwiegend in Kurortführern und Sodener Zeitschriftenreihen veröffentlicht worden, in den Jahren 1952–1972 vor allem im „Kurspiegel“.

Die erste chemische qualitative Untersuchung des Heilwassers (vom Milchbrunnen) führte GLADBACH (1701) durch. Die vermutlich erste quantitative Analyse stammt vom Frankfurter Apotheker P. Meyer, auf die KÜSTER (1820) und STIFFT (1831) hingewiesen haben ohne anzugeben, aus welcher Sodener Quelle (wahrscheinlich vom Milchbrunnen) und wann die Wasserprobe entnommen wurde. Quantitative Analysen in größerem Umfang (Heilquellen 1–7) begannen 1829 von SCHWEINSBERG (1831). Sie wurden von J. v. LIEBIG (1839), W. CASSELMANN (1860) und R. FRESSENIUS (1888) weitergeführt. Im 20. Jh. sind die Heilwässer vorwiegend im Institut Fresenius, Wiesbaden, seit 1975 Taunusstein, analysiert worden.

Anfang bis Mitte des 19. Jh. wurden auch in der geologischen Fachliteratur die damals bekannten Quellen von Soden mit Angaben über ihre Schüttung und die Tiefe der Fassung sowie die Temperatur und das spezifische Gewicht des Mineralwassers beschrieben (WILLE 1828) oder genannt (STIFFT 1831). Die hydrogeologischen Beratungen begannen von F. SANDBERGER (1855) zur Erschließung des Alten Sprudels und wurden in den Jahren 1925–1939 zur Erschließung des

Neuen Sprudels von Fliegel und Michels, Geologen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin, fortgeführt. Nach 1945 nehmen Geologen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (HLfB), seit 2000 Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), vor allem zu Fragen des Heilquellenschutzes Stellung (Michels bis 1959, Thews 1960–1972, Tangermann 1973–1990, Stengel-Rutkowski 1991–1996, Mittelbach seit 1996). Eine hydrogeologische und hydrochemische Bestandsaufnahme der Bad Sodener Heil- und Mineralquellen erfolgte von FRICKE (1991).

Mit Erlass vom 20. Juli 1962 hat der Hessische Minister für Arbeit, Volkswohlfahrt und Gesundheitswesen folgende 11 Quellen als Heilquellen staatlich anerkannt: I Milchbrunnen, II Winklerbrunnen, III Warmbrunnen, IV Solbrunnen, VIa Wilhelmsbrunnen, VIb Schwefelbrunnen, X Schlangenbadquelle, XIXa Champagnerbrunnen, XIXb Warmer Champagnerbrunnen, XXIV Alter Sprudel und XXVII Neuer Sprudel. Die Quellen VIa und X werden seit mehreren Jahren nicht mehr genutzt. Das Mineralwasser der Quellen V, XII und XXVIII wird im chemischen Sinne als Heilwasser bezeichnet und auch genutzt.

4. Vorkommen des Mineralwassers

Nach der Nutzung des Grundwassers wird zwischen Wasser für den menschlichen Gebrauch (Trinkwasser, Wasser für Lebensmittelbetriebe), Quellwasser, Tafelwasser, Mineralwasser, Heilwasser und Brauchwasser unterschieden. Im 20. Jh. wurden vor allem die Definitionen von „Mineralwasser“ und „Heilwasser“ geändert, diese Begriffe häufig kommentiert und außerhalb Deutschlands unterschiedlich verwendet (MICHEL 1997). Nicht jede Veränderung wird als Verbesserung empfunden. Natürliche Heilwässer müssen nach den geltenden Begriffsbestimmungen von 1998 (DEUTSCHER HEILBÄDERVERBAND 1999) therapeutisch wirksame Bestandteile und Eigenschaften haben, die durch eine medizinisch-balneologische Begutachtung nachzuweisen sind, sowie zu ihrer chemischen Charakterisierung auch einen Mindestgehalt von 1 g/l gelöste Mineralstoffe aufweisen und/oder besondere wertbestimmende Einzelbestandteile (Fe²⁺, J, S, Rn, CO₂, F) enthalten. In der hydrogeologischen Fachliteratur wird in den meisten Fällen der Begriff „Mineralwasser“ für geogen erhöhte mineralisierte Grundwässer verwendet, ohne die Nutzungsart dieser Wässer zu berücksichtigen. Dieser nach naturwissenschaftlichen Gesichtspunkten gewählte Begriff wird aus geohydrochemischen Überlegungen für geogen erhöhte mineralisierte Grundwässer, seit 1911 mit einem Mindestgehalt an gelösten festen Bestandteilen von 1 000 mg/kg (GRÜNHUT 1918), beibehalten. Der Begriff „Mineralwasser“ wurde im naturwissenschaftlichen

Sinn schon Anfang des 18. Jh. gebraucht. Bei der Beschreibung der Sodener Quellen weist GLADBACH (1701) darauf hin, dass „süsse und mineral Wasser gleich neben einander gefunden werden“.

Im Bereich der Taunus-Südrandverwerfung zirkuliert in mehreren 100 m Tiefe geogen erhöhtes mineralisiertes Grundwasser (Mineralwasser), das in Bad Soden am Taunus in einem verzweigten System von Trennfugen bis an die Erdoberfläche aufsteigt oder durch Bohrungen erschlossen wurde (Abb. 2). Das Aufsteigen des Mineralwassers aus größerer Tiefe durch ein bis zu einige 100 m mächtiges „Süßwasserpolster“ ist auf seinen hydrostatischen Druck zurückzuführen, der durch versickerndes Niederschlagswasser im orographisch höher liegenden Taunus entsteht. Im Taunus fließt der größte Teil des versickernden Niederschlagswassers im Hangschutt und in der Auflockerungszone der Festgesteine oberflächennah ab (Abb. 2). Daher ist der Anteil des in größere Tiefe eindringenden Grundwassers gering. Zusätzlich wird der Auftrieb durch das aufsteigende freie gasförmige Kohlenstoffdioxid erleichtert.

Für das örtliche Auftreten der Mineral- und Heilquellen sind die Tektonik und die Morphologie (Lage im Tal) verantwortlich. Einen Hinweis auf die unterschiedliche tektonische Zerrüttung des Untergrundes bieten die im Luftbild erkennbaren Bruchlinien². Von der Kelheimer Straße bis zur Talstraße fällt die Taunus-Südrandverwerfung mit Bruchlinien

² Luftbilddauswertung etwa 1985 von Herrn Dr. Reul, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Überarbeitung 2003 von Herrn Dr. Mittelbach, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.

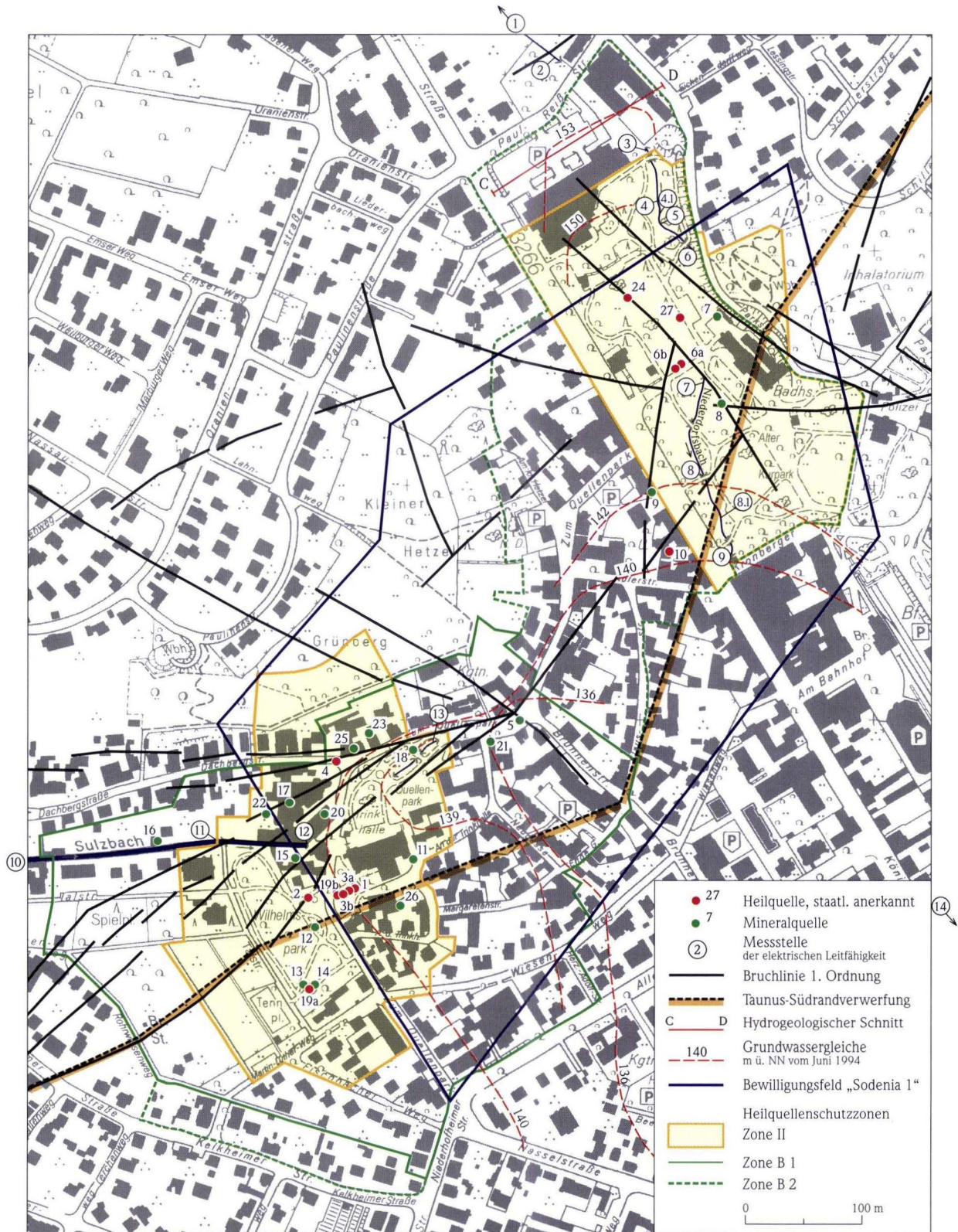


Abb. 3. Lage der Heil- und Mineralquellen von Bad Soden am Taunus, der Bruchlinien 1. Ordnung, der Taunus-Südrandverwerfung, der Grundwassergleichen vom Juni 1994, des Bewilligungsfeldes „Sodena 1“ und der Heilquellenschutz-zonen II, B 1 und B 2.

1. Ordnung zusammen (Abb. 3). Am Burgberg weicht der durch Aufschlüsse belegte Verlauf der Taunus-Südrandverwerfung von einer Bruchlinie 1. Ordnung ab (Abb. 3). Im Quellenpark und nördlichen Wilhelmspark, wo mehrere SW–NE verlaufende Bruchlinien 1. Ordnung die „Hauptquellenspalte“ bilden, ist eine Verwerfung nicht nachzuweisen.

Zahlreiche, im Luftbild erkennbare Bruchlinien 2. und 3. Ordnung wurden in den Kartenausschnitt nicht eingetragen, um bei dem gewählten Maßstab die Übersichtlichkeit zu erhalten. Die SW–NE streichenden Bruchlinien werden von SE–NW streichenden Bruchlinien gequert (Abb. 3). Im Alten Kurpark sind diese Bruchlinien vermutlich die SE-Fortsetzung der Verwerfung, die den Serizitgneis nördlich Altenhain im SW begrenzt (Abb. 1). Vor allem Querstörungen sorgten für eine tiefgreifende Zerrüttung des Untergrundes, wodurch ausgezeichnete Wanderwege, aber auch „Fallen“ für freies Kohlenstoffdioxid (Kohlensäuregas) und Thermalsole entstanden sind. Im Laufe größerer Zeiträume verheilen Klüfte und Trennfugen durch Mineralneubildungen und neue Trennfugen entstehen durch Erdbeben. Dadurch ändern sich die Aufstiegswege für das Mineralwasser.

Aus der tektonischen Konfiguration ergeben sich für den Mineralwasseraufstieg zwei Schwerpunkte, nämlich im Westen im Gebiet vom Quellenpark und Wilhelmspark durch die Häufung von SW–NE verlaufenden Bruchlinien und im Osten im Alten Kurpark durch SE–NW verlaufende Bruchlinien (Abb. 3). Das Mineralwasser steigt vorwiegend an Bruchlinien der Hochscholle in Phylliten auf und weniger an Verwerfungen, die tertiäre Gesteine von den Phylliten trennen (Abb. 2).

Die Lage und Tiefe der Fassungen sowie die in den Jahren 1994–2003 häufig monatlich gemessenen Schüttungen der wichtigsten Heilquellen von Bad Soden am Taunus zeigt Tab. 1.

Der Vergleich mit älteren Schüttungsmessungen ist problematisch, weil sie unter unterschiedlichen Bedingungen, zum Teil geänderten Fassungen, durchgeführt wurden und die Schüttungen im Laufe der Zeit im Allgemeinen abnehmen. THEWS (1966) gibt für die Jahre 1948–1965 folgende Schüttungen an, die seit etwa 1960 in der Regel leicht absinken: Milchbrunnen 0,02–0,167 l/s, Winklerbrunnen 0,037–0,13 l/s, Warmbrunnen 0,07–0,28 l/s, Solbrunnen 0,05–0,12 l/s, Wilhelmsbrunnen 0,1–0,2 l/s, Schwefelbrunnen 0,17–0,2 l/s, Champagnerbrunnen 0,03–0,12 l/s, Warmer Champagnerbrunnen 0,167–0,27 l/s, Alter Sprudel 0,52–1,5 l/s, Neuer Sprudel 0,52–1,77 l/s.

Die fallende Tendenz der Schüttungen setzt sich fort. Der Schwefelbrunnen schüttete in den Jahren 1994–1996 im Mittel 0,3 l/s, in den Jahren 1998–2003 nur noch 0,07 l/s (Tab. 1). Die Jahresmittel der Schüttungen des Neuen Sprudels nahmen von 2,09 l/s (1994) auf 1,55 l/s (2003) und die des Alten Sprudels im gleichen Zeitabschnitt von 0,41 l/s auf 0,36 l/s ab. Im Jahre 2003 schütteten die in der Tab. 1 genannten Quellen (außer dem Wilhelmsbrunnen) im Mittel rd. 3,35 l/s, das entspricht rd. 105 646 m³/a. Das insgesamt aus dem tieferen Un-

tergrund austretende Mineralwasservolumen ist größer, weil ein unbekanntes Volumen aus den nicht in Tab. 1 genannten Quellen und aus Klüften des Untergrundes in pleistozäne Sande und Kiese gelangt und mit dem oberflächennahen Grundwasser abfließt. Außerdem wird Mineralwasser von gefassten Quellen in den Kanal (Quellen IX, X, XXV), in den Sulzbach (Quelle XV) und in den Niederdorfsbach (Quelle VIa) eingeleitet. Unter Berücksichtigung vorliegender Unterlagen und hydrochemischer Überlegungen beträgt das in Bad Soden am Taunus insgesamt austretende Mineralwasservolumen vermutlich etwa 4–6 l/s.

Von der 2003 gemessenen Schüttung von rd. 3,35 l/s stammen 46,15 % vom Neuen Sprudel, 10,85 % vom Alten Sprudel und 43 % von den anderen zehn Quellen mit Anteilen zwischen 7,62 % (Warmbrunnen) und 1,14 % (Glockenbrunnen) (Abb. 4). Die Anteile der einzelnen Quellen an der gemessenen Schüttung haben sich in den vergangenen 65 Jahren nach der Inbetriebnahme des Neuen Sprudels verändert, weil die Quellen VIa, VII, X und XVIII nicht mehr genutzt werden und die Quelle XXIV zeitweilig starke Schüttungsschwankungen zeigte (1952–1956: 0,52–1,5 l/s). Die Konzentration der Heilwassernutzung auf weniger Quellen ist quellentechnisch, zur Überwachung des Heilwassers und für den Heilquellenschutz von Vorteil.

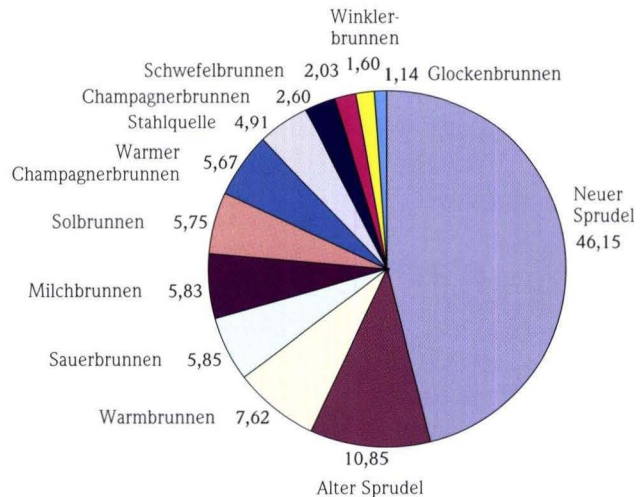


Abb. 4. Anteile [%] der einzelnen Quellen an der Schüttung der 2003 genutzten Heilquellen von Bad Soden am Taunus.

In Bad Soden am Taunus gelangt der größte Teil des genutzten Mineralwassers durch zwei künstlich geschaffene Aufstiegswege (Brunnen) an die Erdoberfläche. Vor 1494 erreichte in den vergangenen 10 000 Jahren nach dem Ende der Eiszeit in Mitteleuropa das austretende Mineralwasservolumen in Abhängigkeit von der sich ändernden Durchlässigkeit der natürlichen Aufstiegswege (Klüfte) vermutlich nur 2–4 l/s, weil das Aufsteigen des Mineralwassers nicht, zunächst durch Grabungen und seit 1857 durch tiefe Bohrungen, erleichtert

worden ist. Nach tektonischen Überlegungen begann das Austreten von Mineralwasser in Bad Soden am Taunus im Pleistozän wahrscheinlich wie in Wiesbaden mindestens vor etwa 200 000 Jahren (MICHELS 1961). Untersuchungen in Wiesbaden (MICHELS 1964, ROSENBERG & MITTELBACH 1996, KIRNBAUER 1997) deuten darauf hin, dass auch in Bad Soden am Taunus die Quellen zunächst höher lagen und im Pleistozän durch das Vertiefen der Täler des Sulzbaches und Niederdorfbaches in das heutige tiefere Austrittsniveau gelangt sind.

Ein Teil des in den oberen Grundwasserleiter eingedringenen Mineralwassers tritt an einigen Stellen in den Nieder-

dorfsbach und den Sulzbach und fließt zum Main. Der Niederdorfsbach hat vor dem Durchlass an der Königsteiner Straße (Messstelle 1) eine erhöhte elektrische Leitfähigkeit von 520 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (bezogen auf 25 °C), die auf anthropogene Belastungen (erhöhte Ca- und SO_4 -Werte deuten auf Baustoffe) in Neuenhain zurückzuführen ist. Südlich der Paul-Reiss-Straße steigt der Anteil an gelösten festen Bestandteilen des Bachwassers durch Mineralwasserzuflüsse. Im nördlichen Teil des Alten Kurparks sind an der östlichen Uferböschung einige Mineralwasserzuflüsse zeitweilig durch ockerbraune Eisenaufällungen erkennbar, vor allem aber durch hohe elektrische Leitfähigkei-

Tab. 1. Lage, Tiefe und Schüttung der wichtigsten Heilquellen von Bad Soden am Taunus.

Heilquelle Bezeichnung	Nr.	Lage Rechts Hoch	Höhe m ü. NN	Fassung Tiefe [m]	Schüttung***				
					Min.	[l/s] Max.	Mittel	Anzahl	Messungen Zeit
Milchbrunnen**	I	3464156 5556256	142,60	ca. 7	0,14	0,33	0,21	90	1994–2003
Winklerbrunnen**	II	3464116 5556248	142,42	ca. 4	0,04 0,03	0,13 0,06	0,07 0,05	84 11	1994–2002 2003
Warmbrunnen**	III	3464146* 5556251	142,47	8	0,23 0,24	0,49 0,30	0,34 0,26	80 9	1994–2002 2003
Solbrunnen**	IV	3464140 5556365	142,40	5–6	0,20 0,17	0,34 0,21	0,25 0,19	84 11	1994–2002 2003
Sauerbrunnen	V	3464297 5556400	139,17	16,60	0,10 0,18	0,26 0,22	0,17 0,20	32 10	1996–1998 2003
Wilhelmsbrunnen**	VIa	3464435 5556704	143,22	4,75	0,19	0,29	0,26	28	1994–1996
Schwefelbrunnen**	VIb	3464430 5556700	143,80	15,45	0,26 0,06	0,33 0,08	0,30 0,07	28 42	1994–1996 1998–2003
Glockenbrunnen	XII	3464122 5556223	143,40	5,50	0,02	0,06	0,04	95	1994–2003
Champagnerbrunnen**	XIXa	3464117 5556170	142,35	45	0,06 0,07	0,09 0,1	0,07 0,09	83 11	1994–2002 2003
Warmer Champagnerbrunnen**	XIXb	3464141 5556250	142,27	5,50	0,15	0,32	0,20	91	1994–2003
Alter Sprudel**	XXIV	3464389 5556760	146,11	210	0,30 0,36	0,49 0,37	0,37 0,36	85 11	1994–2002 2003
Neuer Sprudel**	XXVII	3464434 5556743	145,28	372,6	1,50 1,52	2,11 1,56	1,73 1,55	85 11	1994–2002 2003
Stahlquelle	XXVIII	3464468 5558167	192,03	18,10	0,10	0,22	0,17	96	1994–2003

* Brunnen III b; III a Rechts 3464151, Hoch 5556254

** Heilquelle staatlich anerkannt

*** Messungen von Herrn Kähler, Kurverwaltung, seit 2001 Magistrat der Stadt Bad Soden am Taunus

ten des Wassers nachzuweisen (6 580 $\mu\text{S}/\text{cm}$ an MS 4.1). Das Mineralwasservolumen ist aber so gering, dass an diesem Tag die elektrische Leitfähigkeit des Bachwassers zwischen den Messstellen 4 und 5 bei einem Abfluss von ca. 1 l/s nur von 811 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf 894 $\mu\text{S}/\text{cm}$ gestiegen ist. Zwischen den Messstellen 3 und 4 sowie 7 und 8 deuten die erhöhten Werte auf nicht lokalisierbare Mineralwasserzuflüsse (Abb. 5).

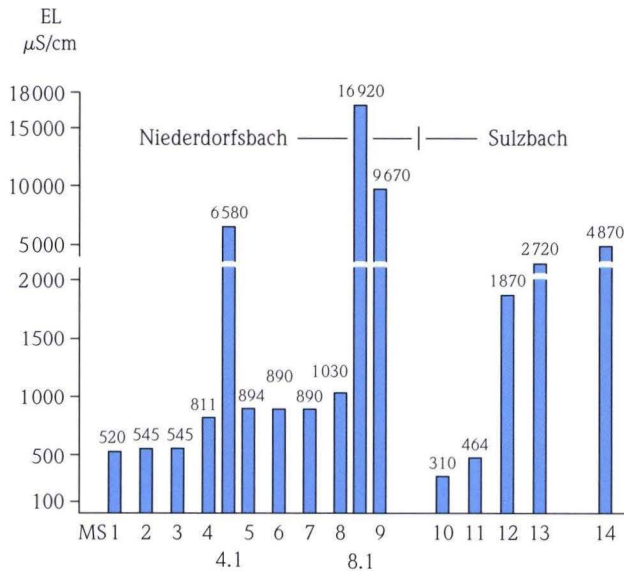


Abb. 5. Elektrische Leitfähigkeiten (bezogen auf 25 °C) im Niederdorfsbach und Sulzbach am 15.7.2003.

Im südlichen Teil des Alten Kurparks steigt durch das Einleiten von Mineralwasser an der Messstelle 8.1 die elektrische Leitfähigkeit des Bachwassers besonders stark an (Abb. 5). Ausfallendes Eisenhydroxid färbt den 40 m langen Bachabschnitt bis zur Verrohrung an der Kronberger Straße ockerbraun. Daran ist der Mineralwassereinfluss deutlich erkennbar. Am 3.7.2003 variierte die elektrische Leitfähigkeit dieses Zulaufs in einer Stunde von 13 940–16 670 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bei Wassertemperaturen von 23,9–24,4 °C (19 Messungen). Aufgrund dieser erhöhten Messwerte und des Zulaufs von ca. 2 l/s ist zu vermuten, dass neben dem Wilhelmsbrunnen auch das nicht genutzte Wasser der anderen im Alten Kurpark liegenden Quellen an dieser Stelle in den Niederdorfsbach eingeleitet wird.

Der Sulzbach erreichte am 15.7.2003 verhältnismäßig wenig belastet das bebaute Stadtgebiet am Sportplatz (MS 10) und zeigte erst unterhalb der Messstelle 11 Mineralwasserzuflüsse. Sie fallen nicht nur durch die deutliche Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit des Bachwassers an den Messstellen 12 und 13 auf (Abb. 5), sondern auch durch ausfallendes Eisenhydroxid im Bachbett sowie durch das periodische Austreten von Gasblasen (CO_2) an der Bachsohle am Hundertwasser-Haus (MS 12). Die Häufung der Bruchlinien 1. Ordnung im Gebiet des Hundertwasser-Hauses (Abb. 3) deutet auf eine tiefgründige Zerrüttung des Untergrundes und erklärt diese Gasaustritte. Die Messungen und Beobachtungen

vom 15.7.2003 bestätigen die Geländebefunde vom 3.7.2003 und 4.6.2003.

Nach dem unterirdischen Zusammenfließen von Sulzbach und Niederdorfsbach betrug im Sulzbach etwa 60 m unterhalb des kanalisiertem Abschnitts (MS 14) die elektrische Leitfähigkeit am 15.7.2003 rd. 4 870 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Abb. 5), am 3.7.2003 nach einem Regenschauer dagegen nur etwa 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Eine vollständige Mischung der Wässer tritt erst unterhalb des kanalisiertem Abschnitts ein, weil die Bäche fast bis zum Auslauf getrennt verrohrt sind. Daher wurden am 15.7.2003 am Auslauf an der östlichen Bachseite 5 900–6 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, an der Bachsohle sogar 7 280 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Wasser des Niederdorfsbaches), an der westlichen Bachseite dagegen nur rd. 3 050 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Wasser des Sulzbaches) gemessen. Die durch Mineralwasserzuflüsse erhöhte elektrische Leitfähigkeit des Sulzbaches ist trotz zunehmender Verdünnung bis zu seiner Mündung in den Main in Frankfurt-Sossenheim nachzuweisen.

Neben den gefassten Mineralwasseraustritten (Mineral- und Heilquellen) fließt Mineralwasser an mehreren Stellen aus Trennfugen der Phyllite zunächst in tertiäre, vorwiegend aber in quartäre Ablagerungen und von dort örtlich in den Niederdorfsbach und den Sulzbach und zum Teil in oberflächennahen Schichten unterirdisch ab. Dieses Mineralwasser von natürlichen Aufstiegs- und Abflussbereichen wurde an mehreren Stellen in Baugrundbohrungen und Baugruben angetroffen. Die folgenden Angaben stützen sich überwiegend auf Gutachten und Stellungnahmen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung.

Etwa 50–100 m NNW des Alten Sprudels war Ende 1979 in sieben von fünfzehn, bis 20 m tiefen Baugrundbohrungen geogen erhöhtes mineralisiertes Grundwasser nachweisbar mit Cl-Konzentrationen, die in verwitterten Phylliten 1 295 mg/l erreichten, in den darüber anstehenden quartären Bachablagerungen 138–390 mg/l betragen und an einer Stelle in 4,3–6,5 m Tiefe bis auf 1 550 mg/l anstiegen (TANGERMANN 1980). In den anderen Baugrundbohrungen wurden im Grundwasser der quartären Ablagerungen und der Phyllite Cl-Werte von 60–72 mg/l festgestellt.

Besonders hohe Cl-Konzentrationen deuten auf Aufstiegsbereiche des Mineralwassers. Dazu gehört das Grundstück „Zum Quellenpark 24“, wo unter 2,10 m lehmigem Hangschutt verwitterter Phyllit ansteht, in dem Grundwasser mit Cl-Werten von 1 550–3 642 mg/l und Grundwassertemperaturen von 16,8–18 °C zirkuliert. In der Talstraße 2–4 wurden im oberflächennahen Grundwasser ebenfalls hohe Cl-Werte (1 400–4 300 mg/l) nachgewiesen. In der Baugrube am Nordende der Brunnenstraße trat im September 1972 an einigen Stellen Mineralwasser (9 373 mg/kg feste gelöste Bestandteile) mit reichlich aufsteigenden Gasblasen aus. Bemerkenswert ist an dieser Stelle, dass sie nur etwa 30 m vom Grundstück „Zum Quellenpark 24“ entfernt ist und das Mineralwasser hier nicht aus Phylliten, sondern aus gelben schluffigen Sanden austritt, die als Zwischenlagen in dunkelblaugrauen Mer-

geln auftreten und in das Tertiär eingestuft werden. Zwischen beiden Stellen verläuft eine Bruchlinie, die vielleicht eine Querstörung ist (Abb. 3). In der Altstadt zwischen der Enggasse 4 und 6 deutet eine Bohrung mit einem Cl-Wert von 2 650 mg/l aus 2,90 m Tiefe auf einen eng begrenzten Aufstiegsbereich. In benachbarten Bohrungen wurden im oberflächennahen Grundwasser Cl-Werte von 245–830 mg/l bestimmt, die auf den Abflussbereich mit abklingenden Cl-Konzentrationen durch Verdünnung mit wenig mineralisiertem Grundwasser hinweisen. Dieser Abflussbereich mit geogen erhöhten Cl-Konzentrationen (über 50 mg/l) reicht nach Süden vermutlich bis zur Alleestraße und im Bereich der Königsteiner Straße bis zur Sulzbacher Straße. Einen Hinweis dafür bieten die Untersuchungen auf dem Grundstück „Zum Quellenpark 50“, etwa 40 m NW der Alleestraße, wo 1993 im oberflächennahen Grundwasser nur noch Cl-Werte von 57–64 mg/l bestimmt und Grundwassertemperaturen von 13,4–15,5 °C gemessen wurden.

Die Phyllite und die tertiären Ablagerungen werden, wie zahlreiche Aufschlüsse durch Bohrungen und Baugruben für Tiefgaragen im Sanierungsgebiet der Altstadt gezeigt haben, von durchschnittlich 5 m, örtlich bis 11 m mächtigen Bachablagerungen und lehmigem Solifluktionsschutt (Hangschutt) und darüber verbreitet von aufgefülltem Material überlagert. Beispielhaft für diese Lagerungsverhältnisse ist der hydrogeologische Schnitt quer durch das Tal des Niederdorfsbaches etwa 20 m südlich der Paul-Reiss-Straße, der die Schichtenfolge vor dem Bau der Tiefgarage darstellt (Abb. 6).

Die obersten 2–5 m des Phyllits sind verbreitet zu einem schwach sandigen Schluff verwittert, der bodenmechanisch beim Standard-Penetration-Test durch Schlagzahlen pro 30 cm Eindringtiefe von 19–39 gekennzeichnet ist (MÜLLER 1980). Darunter steigen im weniger verwitterten Phyllit die Schlagzahlen von 40 auf bis über 70 pro 30 cm an. Die stark verwitterten Phyllite und der Schluff (Lehm) über den sandig-kiesigen, zum Teil schluffigen Bachablagerungen bilden zwei wirkungsvolle Schichten für den qualitativen und quantitativen Schutz der Heilquellen (Abb. 6).

Über den stark verwitterten Phylliten treten örtlich in pleistozänen sandig-kiesigen, häufig schluffigen Bachablagerungen zwei Schluffschichten mit Pflanzenresten auf (Abb. 6). Sie wurden auch etwa 100 m südlich am Alten Sprudel angetroffen und dort von GIEBELER (1858) als „Lehm mit zwei Torflagen“ erwähnt. STIEBEL (1840) beschreibt an anderen Stellen drei Torflagen.

Wenig wasserdurchlässige Schichten (stark verwitterte Phyllite, tertiäre, tonig-schluffige Sedimente, quartäre Schluffe) führen im Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus verbreitet zu gespanntem Grundwasser. Südlich der Paul-Reiss-Straße wurden beim Bohren bis zu vier wasserführende Schichten mit gespanntem Grundwasser angetroffen. Die Grundwasserdruckfläche vom gespannten Grundwasser lag in den Jahren 1979/80 an der Paul-Reiss-Straße ca. 154,50 m ü. NN, im Bereich des hydrogeologischen Schnitts 152–153 m ü. NN (Grundwasserspiegel in den Bohrungen 152,3–153,1 m ü. NN, Abb. 6) und etwa 80 m südlich ca. 150 m ü. NN. Von dort fällt sie im Alten

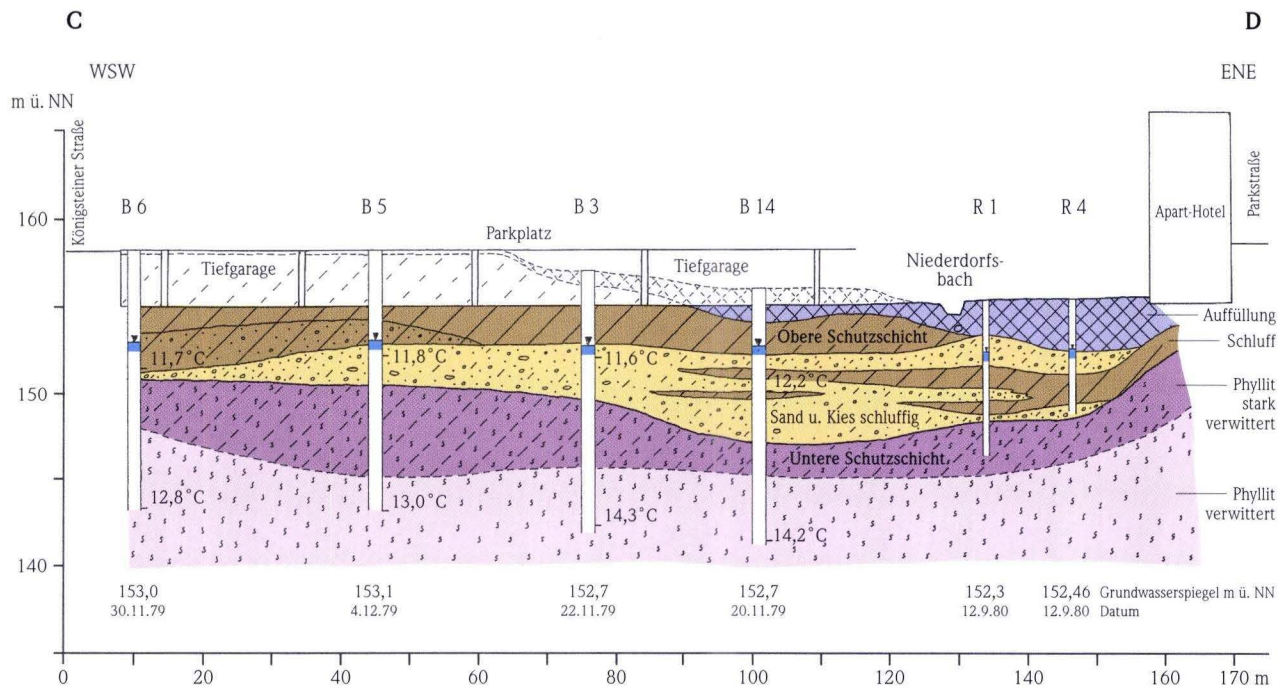


Abb. 6. Hydrogeologischer Schnitt durch das Tal des Niederdorfsbaches südlich der Paul-Reiss-Straße in Bad Soden am Taunus (Niederdorfsbach verrohrt, Schichtenfolge vor dem Bau der Tiefgarage).

Kurpark bis zur Ecke Kronberger Straße/Königsteiner Straße auf ca. 139 m ü. NN (Abb. 3) und bis zur Sulzbacher Straße 6 auf ca. 133 m ü. NN ab.

Die Grundwasserdruckfläche variiert am W-Rand vom Wilhelmspark um 141 m ü. NN, an dem etwa N-S verlaufenden Straßenabschnitt „Zum Quellenpark“ um 140 m ü. NN, im Quellenpark um 139 m ü. NN und fällt nach Osten bis zur Ecke Brunnenstraße/Enggasse auf 135 m ü. NN (Abb. 3). Im Quellenpark wirkt der Sulzbach als Vorfluter. Daher fällt die Grundwasserdruckfläche von der Straße „An der Trinkhalle“ (früher Schulstraße) nach Norden zum Sulzbach um etwa 0,5 m. In dem nach NE verlaufenden Straßenabschnitt „Zum Quellenpark“ steigt sie von etwa 136 m ü. NN am Nordende der Brunnenstraße bis auf etwa 143 m ü. NN vor der Einmündung in die Königsteiner Straße. Die genannten Höhen der Grundwasserdruckfläche sind Orientierungswerte, die in Abhängigkeit von Niederschlägen um etwa 0,5 m nach oben und unten variieren können. Die Höhendifferenz zwischen der Grundwasseroberfläche und der Grundwasserdruckfläche kann einige Zentimeter bis mehrere Meter betragen und hängt von den örtlichen Gegebenheiten ab. In einer Bohrung am Nordende der Straße „Zum Quellenpark“ wurde gespanntes Grundwasser erst in 8 m Tiefe angebohrt, das bis 2,23 m u. Gel. angestiegen ist.

Die in Abb. 3 eingetragenen Grundwassergleichen für Juni 1994, die verbreitet die Grundwasserdruckfläche des gespannten Grundwassers darstellen, wurden nach der Auswertung der Grundwasserstände in mehreren, in den vergangenen 35 Jahren niedergebrachten Baugrundbohrungen sowie

den Messungen des Autors in den Jahren 2002 und 2003 in einigen Brunnen und Schächten ermittelt. Nach langjährigen Messungen in der rd. 2,4 km SE der Altstadt von Bad Soden am Taunus stehenden Grundwassermessstelle Sulzbach Nr. 507002 des Landesgrundwasserdienstes Hessen entspricht der Grundwasserstand im Juni 1994 etwa dem mittleren Grundwasserstand der Jahre 1960–2001 und ist daher repräsentativ für den oberen Grundwasserleiter im Gebiet von Sulzbach (Taunus) bis Bad Soden am Taunus.

Im Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus tritt geogen erhöhtes mineralisiertes Grundwasser so oberflächennah auf, dass es bei Baumaßnahmen an mehreren Stellen angetroffen wurde, z.B. beim Bau des Hauptsammlers in der Brunnenstraße. In einigen Häusern der Altstadt erreicht das Mineralwasser die Kellersohle, führt dort zu ockerbraunen Eisenausfällungen, z.B. im Keller auf dem Grundstück „Zum Quellenpark 40“ (Quelle XV), und wird in Vorfluter abgeleitet oder aus Schächten zeitweilig in die Kanalisation gepumpt, z.B. im Keller des „Frankfurter Hofes“ (Quelle XXV).

Im quartären Grundwasserleiter ist verbreitet eine deutliche hydrochemische Schichtung festzustellen, weil das Mineralwasser aufgrund der höheren Dichte vorwiegend im unteren Teil des Grundwasserleiters abfließt. Am 28.10.2003 ergaben Messungen im 3,70 m tiefen Schachtbrunnen (Quelle XXVI) auf dem Grundstück „An der Trinkhalle 14“ von 1,50–3,50 m u. Gel. (Ruhewasserspiegel 1,15 m u. Gel.) ein Ansteigen der Wassertemperatur von 13,5 °C auf 17,2 °C und der elektrischen Leitfähigkeit von 2 200 µS/cm auf 4 680 µS/cm.

5. Fassung der Mineral- und Heilquellen

Viele Heilquellen sind oberflächennah gefasst (Tab. 1). In den vergangenen zwei Jahrhunderten sind die Fassungen und die Auslaufstellen zum Teil verlegt, mehrfach erneuert und für die Fassungen ist unterschiedliches Material (Holz-, Eisen-, Kupfer-, Kunststoffrohre) verwendet worden. Die folgenden Beschreibungen von 30 Quellen stützen sich vorwiegend auf Unterlagen der Stadt Bad Soden am Taunus und des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie. Die Gauß-Krüger-Koordinaten (Rechtswert, Hochwert) der Quellen XVII, XX und XXII wurden von THEWS (1966), der Quellen I, II, IIIa, IIIb, V, VIa, VIb, VII, XII, XVIII, XIXa, XIXb, XXIV und XXVII von der Vermessung im Sommer 1991 übernommen. Die Lage der anderen 13 Quellen bestimmte der Autor 2003 vorwiegend mit dem Multi-Navigator™ mit GPS. Die Rechts- und Hochwerte der in Tab. 1 genannten Quellen werden in den folgenden Quellenbeschreibungen nicht wiederholt. Die Quellen I–XXVII sind in den Kartenausschnitt eingetragen (Abb. 3). Die erste Eintragung von 16 Quellen in einen Plan von Soden stammt von STIEBEL (1840).

Die **Quelle I (Milchbrunnen)**, früher Gesund- bzw. Kurbrunnen) wurde 1494 gefasst, ist lange Zeit in Vergessenheit ge-

raten und wurde 1700 wiedergefunden. Die Fassung ist 1838, 1902 und 1963 erneuert worden. Über der ursprünglich 7 m tiefen Quellfassung ist heute nur noch ein 4,15 m tiefer, bis 3 m u. Gel. mit Betonringen ausgebaute Schacht zugänglich.

Die **Quelle II (Winklerbrunnen)** wurde 1808 bei Fundamentierungsarbeiten entdeckt, gefasst und nach dem Besitzer des Grundstücks bezeichnet. Die Fassung soll aus drei Quellsträngen bestehen. Eine Neufassung in ca. 4 m Tiefe erfolgte 1990/91. Das Steigrohr endet in einem 1,40 m tiefen Schacht, von dem eine Leitung zur 6 m östlich gelegenen, 1924 gebauten, mit Bruchsteinen verkleideten Auslaufanlage führt.

Die **Quelle III (Warmbrunnen)**, früher Gemeindebrunnen), die heute aus den rd. 5,80 m auseinander liegenden Quellen IIIa und IIIb besteht, ist seit 1699 bekannt (WIESNER 1949). Die Fassung wurde 1838, 1905, 1909/10 und 1963 erneuert. Der Brunnen hatte zunächst drei Quellstränge, die in eine 2,5 m tiefe Brunnenkammer mündeten. Bei der Neufassung 1905 wurde die Brunnenkammer auf 6 m vertieft. Im Jahre 1963 wurden beide Quellen bis 8 m u. Gel. neu verrohrt. Eine Sanierung der Fassungsanlage erfolgte 1991. Der Schacht der Quelle IIIa ist 4,0 m tief, der Schacht der Quelle IIIb 3,80 m tief.

Die **Quelle IV (Solbrunnen** oder Sodenia-Quelle) liegt in der Dachbergstraße, etwa 40 m NW des 1886 gebauten Sodenia-Pavillons, der die Auslaufstelle des Heilwassers ist. Die seit 1567 bekannte und ursprünglich zur Salzgewinnung genutzte Quelle wurde 1838, 1856 und 1992 neu gefasst. Sie wurde 1991 beim Bau des benachbarten Hundertwasser-Hauses, dessen zahlreiche Bohrfähle ab etwa 5–6 m Tiefe in den anstehenden Phyllit hineinreichen, merklich beeinflusst.

Die **Quelle V (Sauerbrunnen)** ist seit 1703 gefasst. Die ursprünglich aus Holz bestehende Fassung wurde mehrfach verändert. Sie erhielt 1993 nach einer Neufassung durch eine 16,60 m tiefe, bis 12,30 m u. Gel. mit PVC-Rohren (Filterrohre DN 250 von 5,30–11,30 m u. Gel., Abdichtung bis 4,70 m u. Gel.) zum Brunnen ausgebaute Bohrung die heutige Form. Der Quellauslauf befindet sich in einer zugänglichen Fassungsanlage ca. 1,60 m unter der Straßenebene.

Die **Quelle VI** wurde 1675 entdeckt und 1837/39 gefasst. Bei der ersten Fassung wurden vier verschiedenartige Quellen (VIa Wilhelmsbrunnen, VIb Schwefelbrunnen, VIc Trinkbrunnen, VI d Schwenkbrunnen) festgestellt (KROMER 1990). Diese Fassung wurde 1935 und 1957–1961 erneuert. Im Jahre 1957 wurde die Quelle bis 4,75 m u. Gel. aufgegraben. An der Sohle der Grube stand angewitterter Phyllit mit zahlreichen Spalten an, aus denen geogen erhöhtes mineralisiertes Grundwasser unterschiedlicher Konzentration austrat. Am 22.11.1957 wurden in der Baugrube durch chemische Analysen 10 „Quellen“ mit folgenden Extremwerten unterschieden: Temperatur 12,2–15,1 °C, Chlorid 368–4 307 mg/l, Sulfat 56,6–157,8 mg/l, freies Kohlenstoffdioxid 339–962 mg/l (THEWS 1966). Die höchsten Sulfatgehalte traten an den „Quellen“ mit den niedrigsten Gehalten an Chlorid, Hydrogencarbonat und freiem Kohlenstoffdioxid auf. Die 10 „Quellen“ waren in einzelnen Quellgruppen angeordnet. Zwei Quellgruppen wurde durch 3–4 m lange Stollen nachgeschürft (Stollen VIa und VIb), eine dritte Quellgruppe unter der Sohle des Quellsamelschachtes gefasst (Sohlefassung). Das Wasser der Sohlefassung und des Stollen VIa speist den **Wilhelmsbrunnen** (VIa), das Wasser des Stollen VIb den **Schwefelbrunnen** (VIb). Isotopenuntersuchungen der am 26.4. und 30.8.1995 entnommenen Wasserproben ergaben geringe Tritium-Gehalte von 5,2–6,1 TU (FRICKE 1995). Das deutet auf einen Zutritt von jungem Grundwasser (unter 50 Jahren), vermutlich als Folge eines defekten Brunnenausbaus. Daher wird der Wilhelmsbrunnen seit 1996 nicht mehr genutzt und sein Wasser in den Niederdorfsbach eingeleitet. Der Schwefelbrunnen wurde 1996 durch eine 15,45 m tiefe, bis 11,20 m u. Gel. abgedichtete Bohrung neu erschlossen.

Die **Quelle VII (Major**, früher Salzquelle, R 3464466, H 5556744, 145,92 m ü. NN) ist seit 1567 bekannt und nach dem Besitzer der Sodener Saline um 1745 Major Friedrich Wilhelm von Malapert bezeichnet. Sie ist die älteste Badequelle der Stadt. Das Mineralwasser tritt aus Spalten im Phyllit 2,20 m, 2,63 m, 2,68 m und 4,16 m u. Gel. in die 4,35 m tiefe Quell-

fassung aus Eichenholz (MICHELS et al. 1930). Diese Quelle wird nicht mehr genutzt.

Die **Quelle VIII** (etwa R 346447, H 555667, 143 m ü. NN), als „Bohrloch“ bezeichnet, hat WIESNER (1949) in einen Plan SW vom früheren Badehaus eingetragen und als Kochsalzsäuerling eingestuft, der zu Bädern genutzt wurde. Nach der Neufassung 1926 ist sie vor 1949 zugeschüttet worden.

Die **Quelle IX (Pfefferbrunnen**, auch „Dr. Pefferkorn-Quelle“, R 3464410, H 5556595, ca. 144 m ü. NN, Königsteiner Straße 75) wurde 1838 neu gefasst und 1945 durch Bomben verschüttet. Seit dem Neubau des Wohnhauses fließt das Mineralwasser in die Kanalisation.

Die **Quelle X (Schlangenbadquelle**, R 3464425, H 5556544, 143 m ü. NN, Königsteiner Straße 67) wurde vor 1840 gefasst. Neufassungen erfolgten in den Jahren 1952–1962. Der Ablauf zur Kanalisation wurde 1999 erneuert. Die im Hof liegende, früher zu Trinkkuren genutzte Quelle ist für die Öffentlichkeit nicht zugänglich.

Die **Quelle XI (Pferdebrunnen**, R 3464207, H 5556280, ca. 142 m ü. NN) wurde auch Warmbrunnen genannt und früher zum Kochen und zur Viehtränke genutzt. Die Quelle ist abgedeckt und nicht sichtbar.

Die **Quelle XII (Glockenbrunnen)** ist seit 1906 neu gefasst. Das Quellwasser wurde schon früher genutzt. Darauf deuten die 1910 in 2–3 m Tiefe gefundenen mittelalterlichen Scherben (KROMER 1990). Das Steigrohr endet in einem 1,40 m tiefen Schacht etwa 2 m NW der Auslaufanlage.

Die **Quellen XIII** (etwa R 346411, H 555617) und **XIV** (etwa R 346412, H 555617, ca. 143 m ü. NN) ohne Namen befanden sich nach WIESNER (1949) im Gebiet der Quelle XIXa. Sie sind zugeschüttet.

Die **Quelle XV** (R 3464105, H 5556282, ca. 141 m ü. NN) liegt im Keller auf dem Grundstück „Zum Quellenpark 40“. Das Mineralwasser tritt an einigen Stellen an der Sohle der westlichen Kellerwand des Lagerhauses aus und wird in den 13 m nördlich vorbeifließenden Sulzbach eingeleitet.

Die **Quelle XVI (Philosophenquelle**, R 3463987, H 5556297, ca. 142,50 m ü. NN) wurde gefasst und das Quellwasser seit 1880 zeitweilig zum Baden verwendet. Die heutige Fassung ist ein 2,15 m tiefer, im unteren Teil erweiterter Schacht ohne Ablauf, der im Garten des Grundstücks Dachbergstraße 19a, etwa 7,50 m nördlich vom Sulzbach steht.

Die **Quelle XVII** (R 346410, H 555633, ca. 143 m ü. NN) ohne Namen befand sich nach WIESNER (1949) im Keller des „Frankfurter Hofes“, Dachbergstraße 1, heute im Bereich des Hundertwasser-Hauses.

Die **Quelle XVIII (Wiesenbrunnen**, R 3464206, H 5556375, 139,56 m ü. NN) wurde nach WIESNER (1949) bereits 1567 im Frankfurter Rats-Protokoll neben dem Milch- und Solbrunnen erwähnt, nach KROMER (1990) von Küster im Jahre 1820 erstmals genannt. Sie wurde 1838, 1856 und 1872 in einem 1,88 m tiefen Schacht neu gefasst. Die Quelle ist heute verschlossen.

Die **Quelle XIXa (Champagnerbrunnen)** wurde 1822/23 bei Grabungen nach Braunkohle durch eine 45 m tiefe Bohrung entdeckt, 1839 gefasst und Champagnerbrunnen bezeichnet. Das Steigrohr endet in einem 1,17 m tiefen Schacht etwa 1,20 m westlich des Auslaufs. Die Auslaufanlage wurde 1890, 1970 und 1987 neu gestaltet.

Die **Quelle XIXb (Warmer Champagnerbrunnen oder Justus-von-Liebig-Brunnen)** wurde 1905 in einem 5,50 m tiefen Schacht gefasst. Diese Fassung wurde 1963 mit Betonringen von 1 m Durchmesser bis 3,90 m u. Gel. erneuert.

Die **Quelle XX** (R 346413, H 555632, ca. 142 m ü. NN) ohne Namen ist zugeschüttet. Sie lag im Hof des Hauses „Zum Quellenpark 38“, heute im Bereich des Hundertwasser-Hauses.

Die **Quelle XXI** (R 3464272, H 5556382, ca. 140 m ü. NN) ohne Namen befindet sich im Keller des Hauses „Quellenhof“ und wurde früher zu Bädern genutzt.

Die **Quelle XXII** (R 346408, H 555632, ca. 143 m ü. NN) ohne Namen lag nach WIESNER (1949) im Keller der Scheune Althenn, heute im Bereich des Hundertwasser-Hauses.

Die **Quelle XXIII** (R 3464168, H 5556389, ca. 141 m ü. NN) ohne Namen ist in einem 1 m tiefen Schacht im Hof des Hauses „Zum Quellenpark 34“ gefasst und abgedeckt.

Die **Quelle XXIV (Alter Sprudel)** wurde 1857/58 durch eine 210 m tiefe Bohrung erschlossen, zunächst Sprudel und später Alter Sprudel bezeichnet. Bergmeister GIEBELER (1858) hat die Bohrung ausführlich beschrieben und die Tiefen in nassauischen Fuß³ angegeben (Bohrtiefe 701,5 Fuß). Die durchteuften Phyllite („Schiefer“) sind mehr oder weniger stark von Quarz durchsetzt, der in Tiefen von 30 m, 135 m, 139 m und 164 m Schwefelkies (FeS₂), von 193 m und 201 m Eisenspat (FeCO₃) und von 194 m arsenhaltiges Fahlerz (Endglied der Arsen-Antimon-Mischreihe: Tennantit Cu₁₂As₄S₁₃) enthält (GIEBELER 1858). Nach den Untersuchungen im Gebiet der Wiesbadener Thermalquellen tritt der Schwefelkies als Pyrit und Markasit auf und gehört zu den ältesten hydrothermalen Bildungen (KIRNBAUER 1997). Beim Ausheben des 4,70 m tiefen Vorschachtes trat in den Bachgeröllen Wasser von 12,5 °C und 5 g/l Natriumchlorid auf. Das deutet auf Spalten oberhalb des Alten Sprudels, deren Mineralwasser in die Bachkiese fließt (Sekundärquellen). Diese Mineralwasserausstritte wurden 1979 in sieben Baugrundbohrungen nachgewiesen (TANGERMANN 1980). Nachdem die Bohrung eine Tiefe von 48 m erreicht hatte, trübten sich die Quellen VIa und VIb und ließen in der Schüttung nach, sobald im Bohrloch Aufwallungen von freiem Kohlenstoffdioxid auftraten. Daher ist davon auszugehen, dass der Alte Sprudel und die Quellen VIa und VIb unterhalb 48 m u. Gel. vom gleichen Spaltensystem gespeist werden. In den vergangenen Jahrzehnten veranlassten abnehmende Schüttungen die Sanierung des Brun-

nens. Die zunächst eingebauten Kupferrohre wurden 1899 durch verzinkte Eisenrohre, 1900 wieder durch Kupferrohre und 1949/50 nach dem Aufbohren bis 192,82 m Tiefe durch neue kupferne Steigrohre von 180 m Länge ersetzt (KROMER 1990).

Die **Quelle XXV** (R 3464150, H 5556375, ca. 146 m ü. NN) ohne Namen ist in einem 1,08 m tiefen Schacht gefasstes Mineralwasser im Keller des „Frankfurter Hofes“, Dachbergstraße 2, das zeitweilig in die Kanalisation gepumpt wird.

Die **Quelle XXVI** (R 3464202, H 5556246, ca. 142 m ü. NN) ohne Namen ist ein 3,70 m tiefer (früher ca. 8 m tief), abgedeckter, mit Bruchsteinen ausgebauter Schachtbrunnen von 0,80 m Durchmesser im Hof des Hauses „An der Trinkhalle 14“ (früher Schulstraße). Dieser Brunnen ist gut zugänglich und als Grundwassermessstelle für das obere Grundwasserstockwerk geeignet.

Die **Quelle XXVII (Neuer Sprudel)** wurde in den Jahren 1937/38 erbohrt. Das Bohrloch war ursprünglich 375 m tief. Nach Instandsetzungsarbeiten 1952/53 hatte es noch eine Tiefe von 372,6 m. Beim Bohren wurden bis 6 m u. Gel. Phyllit-schutt mit Brauneisenausscheidungen und darunter bis zur Endteufe Phyllite von vorwiegend violettgrauer Farbe angetroffen. Die Phyllite sind von bis zu mehreren Zentimetern breiten Quarzgängen (Quarztrümmern) durchsetzt, die zum Teil vom mineralisierten Grundwasser angelöst sind und daher gute Aufstiegswege für das Wasser bieten. Auf die Wasserzirkulation in den Quarzgängen deuten Brauneisenausscheidungen, die im Schichtenverzeichnis bis 184 m Tiefe häufig genannt werden. Beim Bohren wurden folgende Chlorid-Konzentrationen bestimmt: bei 32,5 m 140 mg/l, zwischen 63 und 84 m Bohrtiefe ein Anstieg von 423 mg/l auf 7 017 mg/l, bei 156,9 m 11 274 mg/l, nach Einbau einer dichten Hilfsverrohrung bis 184 m bei 226 m Bohrtiefe nur 6 379 mg/l und bis 270 m wieder ein Anstieg auf 10 668 mg/l, die unter geringen Schwankungen bis zur Endteufe anhielten. Die Temperatur stieg mit zunehmender Bohrtiefe etwas gleichmäßiger als der Lösungsinhalt und erreichte bei 363,9 m an der Bohrlochsohle mit 43 °C den höchsten Wert. Beim Niederbringen der Bohrung wurden vier kurze Pumpversuche ausgeführt. Der erste Pumpversuch am 24. April 1937 (ca. 4 Stunden) bei einer Bohrtiefe von 130,30 m ergab 2,8 l/s bei Absenkung des Bohrlochwasserspiegels von 14,90 m auf 40 m u. Gel. (ohne Spiegelkonstanz zu erreichen) und einem Rückgang der Schüttung der Quellen VIa, VIb und VII. Drei Pumpversuche im November 1937 bei einer Bohrtiefe von 260 m und einem bis 184 m u. Gel. abgedichteten Bohrloch hatten dagegen keinen Einfluss auf die Schüttung der Quellen VIa und VIb, minderten aber die Steighöhe des Alten Sprudels. Nach der Instandsetzung 1953 sprang der Neue Sprudel zuerst 6,7 m hoch, 48 Stunden später pendelte er sich auf 5,5 m ein. Im Herbst 2002 betrug die Steig-

³ 1 Fuß nassauisches Werkmaß = 0,30 m. Bei der nicht zutreffenden Annahme von preußischem Fuß (1 preuß. Duodecimalfuß = 0,31385 m) würde die Bohrtiefe des Alten Sprudels 220 m betragen. Soden gehörte von 1806–1866 zum Herzogtum Nassau, danach zu Preußen.

höhe des in einem Becken austretenden Heilwassers nur wenige Dezimeter bis max. 1 m.

Die **Quelle XXVIII (Stahlquelle)** wurde 1828 im Waldbachtal entdeckt und zunächst Sauerborn bezeichnet. Seit 1993 heißt sie Stahlquelle. In den Jahren 1831/32 sind mehrere Quellzuflüsse gefasst worden, darunter auch eine Süßwasserquelle. Diese ist seit 1911/12 getrennt gefasst und trägt unter dem Namen „Sauerborn“ zur Wasserversorgung

6. Beschaffenheit des Heilwassers

6.1 Physikalische und physikalisch-chemische Kennwerte

Die **Wassertemperatur** und der pH-Wert werden in größeren Zeitabständen während der Entnahme von Wasserproben für chemische Analysen und zusätzlich seit 1991 an 13 Quellen jährlich mehrmals gemessen. Die seit 1994 ausgewerteten Messergebnisse zeigen die Schwankungsbreiten der Wassertemperatur und des pH-Wertes (Tab. 2).

In Bad Soden am Taunus sind in Abhängigkeit vom Jahresmittel der Lufttemperatur (solare Wärmequelle) bis etwa 20 m Tiefe natürliche mittlere Grundwassertemperaturen zwischen 9,5 und 10,5 °C zu erwarten, die mit zunehmender Tiefe durch den terrestrischen Wärmestrom (radiogene Wärmequelle) ansteigen (GOLWER 2003). Unter der Annahme einer mittleren Grundwassertemperatur von 10 °C in 20 m Tiefe wäre bei einer geothermischen Tiefenstufe von 33 m/°C eine Grundwassertemperatur von 20 °C (Thermalwasser) in 350 m Tiefe zu erwarten. Im Bereich der Aufstiegswege des Mineralwassers liegen die Grundwassertemperaturen deutlich über dem natürlichen Temperaturbereich des terrestrischen Wärmestroms, z.B. 43 °C im Neuen Sprudel an der Bohrlochsohle in 363,9 m Tiefe am 22.7.1938. Das deutet auf eine zusätzliche Erwärmung durch Grundwasseranteile aus größerer Tiefe. Sie führt dazu, dass die 20 °C-Isotherme die Erdoberfläche fast erreicht und die 40 °C-Isotherme bis etwa 350 m u. Gel. ansteigt (Abb. 2). Aus diesen Gründen schütten die Quellen XXVII, XXIV und III ständig, I, XIXb und IV vorwiegend und II häufig Thermalwasser (Tab. 2, Abb. 7).

Die Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Quellen sind vorwiegend auf eine unterschiedliche Abkühlung des Mineralwassers während des Aufstiegs zurückzuführen. Beim Bohren des Alten Sprudels wurde am 13.8.1857 an der Bohrlochsohle in 209,1 m Tiefe die höchste Temperatur von 35,8 °C gemessen, am Auslauf dagegen nur 29,4 °C, also eine Abkühlung des Wassers während des Aufstiegs im Bohrloch um 6,4 °C. Nach dem Ausbau des Alten Sprudels hatte das Mineralwasser am Auslauf eine Temperatur von 28,8 °C, die auf 32,5 °C anstieg, wenn der Sprudel längere Zeit abgesperrt war (GIEBELER 1858). Das Mineralwasser des Neuen Sprudels tritt seit 1953 in 175,05–371,40 m Tiefe (Einbautiefe der Filter-

des Stadtteils Neuenhain bei. Die Stahlquelle, zunächst eine 8,50 m tiefe Schachtfassung, wurde 1992/93 durch eine 20,50 m tiefe, bis 15,0 m u. Gel. mit PVC-Vollwandrohren DN 500 und einem Steigrohr DN 50 ausgebaute und darunter mit Kies aufgefüllte Bohrung neu erschlossen. Nach Angaben der Bohrfirma endet die Bohrung in graugrünen Gesteinen, vermutlich im Serizitgneis. Die Stahlquelle befindet sich an einer SE–NW streichenden Querstörung (Abb. 1).

rohre) in den Brunnen ein, steigt rasch in Vollwandrohren ohne Verdünnung durch kühles Grundwasser auf und erreicht die Erdoberfläche mit 28,2–32 °C. Das Mineralwasser des nur 5–6 m tiefen Solbrunnens hat zwar einen ähnlich hohen Chloridanteil wie das des Neuen Sprudels, aber eine deutlich niedrigere Temperatur, weil es durch das natürliche Trennfugensystem des Untergrundes langsamer aufsteigt als in einem Brunnenrohr und dadurch stärker abgekühlt wird. Diese Abkühlung erfolgt vor allem durch die geringere Umgebungstemperatur der natürlichen Aufstiegswege in den oberen Schichten und weniger durch Verdünnung mit kühlem Grundwasser, weil das Mineralwasser noch mit viel Chlorid den Auslauf erreicht.

Die verhältnismäßig niedrigen Wassertemperaturen in Verbindung mit geringen Cl-Werten im Champagnerbrunnen deuten dagegen auf eine Abkühlung durch Verdünnung mit kühlem Grundwasser. Das in Bad Soden am Taunus aus mehreren 100 m Tiefe aufsteigende Thermalwasser erwärmt auch das oberflächennahe Grundwasser und überlagert die anthropogenen Temperaturerhöhungen durch Heizungskeller und Abwasserleitungen. Daher treten im Stadtgebiet im oberen Grundwasserleiter verbreitet Wassertemperaturen von 12–14 °C und im Aufstiegsbereich des Mineralwassers bis zu 18 °C auf.

In den vergangenen Jahrzehnten haben sich die Wassertemperaturen der einzelnen Quellen wenig verändert (Abb. 7). Die Temperaturunterschiede sind zum Teil auf unterschiedliche Lufttemperaturen und Temperaturen des Untergrundes bis ca. 10 m Tiefe zum Zeitpunkt der Probenahme zurückzuführen. Daher wurden in allen Quellen im August 1991 höhere Wassertemperaturen gemessen als im Dezember 2001 und vom Neuen Sprudel abgesehen, auch im Januar bis März 1981 (Abb. 7). Die Temperaturmaxima der Wasserproben vom 9.9.1960 sind ebenfalls auf erhöhte Lufttemperaturen, die Temperaturminima vom 23.2. und 7.3.1955 dagegen auf niedrige Temperaturen der Luft und des Untergrundes zurückzuführen (Abb. 7). In einigen Fällen führten auch neue Fassungen der Quellen zu Temperaturerhöhungen. Beim Wilhelmsbrunnen (VIa) wurde die niedrigste Wassertemperatur von 12,3 °C (23.2.1955) vor der Neufassung der Quelle gemessen, während der Fassungsarbeiten ist sie auf 15,5 °C (16.12.1957) angestiegen und erreichte danach den höchsten Wert von 15,6 °C (9.9.1960). Durch die Neufassung

Tab. 2. Temperatur, pH-Wert und Dichte der Heilwässer von Bad Soden am Taunus.

Heil- quelle	Messungen	Wassertemperatur [°C]				Messungen Anzahl	pH-Wert				Messungen Anzahl	Dichte [g/cm ³] bei 20 °C
		Probe	Min.	Max.	Mittel		Probe	Min.	Max.	Mittel		
I	1981	21,4				1	5,6				1	1,0010 ⁺⁺
	2001	22,6				1	5,80			1	1,0016	
	1994–2003*		19,0	22,5	21,5	92		4,9	6,3	5,87	87	
II	1981	20,2				1	5,9				1	1,0023 ⁺⁺
	2001	20,3				1	6,00			1	1,0024	
	1994–2003*		17,5	21,4	19,7	96		5,2	6,6	6,05	87	
III	1981	20,8				1	5,6				1	1,0021 ⁺⁺
	2001	22,7				1	5,90			1	1,0024	
	1994–2003*		20,1	22,6	21,7	91		5,1	6,3	5,88	87	
IV	1981	20,2				1	5,9				1	1,0110 ⁺⁺
	2001	16,1 ⁺				1	6,00			1	1,0104	
	1994–2003*		18,4	22,3	20,9	94		5,2	6,4	5,93	88	
V	2001	16,2				1	5,8				1	1,0085
	1996–1998*		14,8	17,9	16,4	32		5,2	6,1	5,85	27	
	2003*		14,2	16,7	15,8	10		5,4	6,4	6,12	10	
VIa	1981	13,0				1	6,0				1	1,0052 ⁺⁺
	1994–1996*		14,0	17,8	16,2	28		5,2	6,1	5,83	28	
VIb	1981	14,0				1	6,1				1	1,0035 ⁺⁺
	2001	16,3				1	6,00			1	1,0088	
	1994–1996*		14,0	17,0	15,4	28		5,4	6,1	5,81	27	
	1998–2003*		13,1	16,7	15,5	44		5,3	6,5	5,92	36	
XII	1981	18,9				1	6,1				1	1,0032 ⁺⁺
	2001	18,4				1	6,10			1	1,0030	
	1994–2003*		16,3	19,0	17,8	96		5,4	6,6	6,13	89	
XIXa	1981	15,8				1	6,1				1	1,0055 ⁺⁺
	2001	15,6				1	6,20			1	1,0051	
	1994–2003*		13,2	17,1	15,6	94		5,4	6,5	6,02	87	
XIXb	1981	21,5				1	5,8				1	1,0043 ⁺⁺
	2001	22,0				1	6,00			1	1,0047	
	1994–2003*		19,8	22,1	21,3	92		5,4	6,6	6,07	87	
XXIV	1981	26,2				1	6,1				1	1,0086 ⁺⁺
	2001	26,0				1	6,20			1	1,0105	
	1994–2003*		24,0	26,4	25,4	96		5,7	6,6	6,07	88	
XXVII	1981	30,7				1	6,3				1	1,0114 ⁺⁺
	2001	31,3				1	6,15			1	1,0118	
	1994–2003*		28,2	30,9	29,6	96		5,7	6,7	6,13	88	
XXVIII	2001	11,5				1	5,60				1	0,9993
	1994–2003*		11,4	13,0	12,2	96		4,6	6,4	5,66	85	

* Messungen von Herrn Kähler, Kurverwaltung, seit 2001 Magistrat der Stadt Bad Soden am Taunus

+ Wert nicht plausibel

++ in mg/l

wurde der Zutritt von kühlem oberflächennahem Grundwasser bis etwa 4,80 m Tiefe weitgehend abgesperrt. Einen ähnlichen, durch Neufassung bedingten Temperaturverlauf zeigt auch der benachbarte Schwefelbrunnen (VIb) (Abb. 7). Die Messergebnisse lassen vermuten, dass nach dem Bohren des Alten Sprudels die Quellwassertemperaturen im Laufe der vergangenen 150 Jahre abgenommen haben. Hinweise dafür bieten einige Messungen im 19. Jh. mit höheren Werten als in der zweiten Hälfte des 20. Jh., z.B. die Quellen I, III und XXIV (Abb. 7) und die Messungen beim Bohren des Neuen Sprudels, bei dem bis 200 m Tiefe niedrigere Wassertemperaturen gemessen wurden als in vergleichbarer Tiefe beim Alten Sprudel.

Der **pH-Wert** wird vorwiegend im Gelände bei der jeweiligen Wassertemperatur gemessen, zum Teil aber auch im Labor bestimmt und auf 20 °C bezogen und ist in diesen Fällen mit Messungen im Gelände nicht vergleichbar. Bei den Probenahmen 1981 und 2001 wurden pH-Werte von 5,6–6,3 gemessen. Häufige Einzelmessungen in den Jahren 1994–2003 ergaben pH-Werte zwischen 4,6 und 6,7 (Tab. 2). Im vorliegenden

Fall sind pH-Werte unter 5 wenig wahrscheinlich. Die vorwiegend durch gelöstes Kohlenstoffdioxid bedingten pH-Werte liegen im sauren Bereich. Im Dezember 2001 hatte die Stahlquelle (XXVIII) mit dem höchsten Gehalt an freiem gelösten Kohlenstoffdioxid (2 540 mg/l) den niedrigsten pH-Wert von 5,6, der Neue Sprudel (XXVII) mit dem niedrigsten freien CO₂-Gehalt (1 000 mg/l) dagegen den verhältnismäßig hohen pH-Wert von 6,2.

Die **Dichte** des Mineralwassers (Bestimmungstemperatur 20 °C) lag in den Proben vom Dezember 2001 in Abhängigkeit vom Lösungsinhalt zwischen 0,9993 g/cm³ (Summe der gelösten Mineralstoffe 1026 mg/l) und 1,0118 g/cm³ (Summe der gelösten Mineralstoffe 18 690 mg/l) (Tab. 2). Bereits im 18. Jh. wurde das spezifische Gewicht bestimmt. Die ältesten Angaben über das spezifische Gewicht des Mineralwassers (WILLE 1828, SCHWEINSBERG 1831, J. v. LIEBIG 1839, CASSELMANN 1860) sind aufgrund unterschiedlicher Bestimmungs- und Bezugstemperatur, z.B. bezogen auf Wasser von 4 °C (CASSELMANN 1860), nicht ganz vergleichbar.

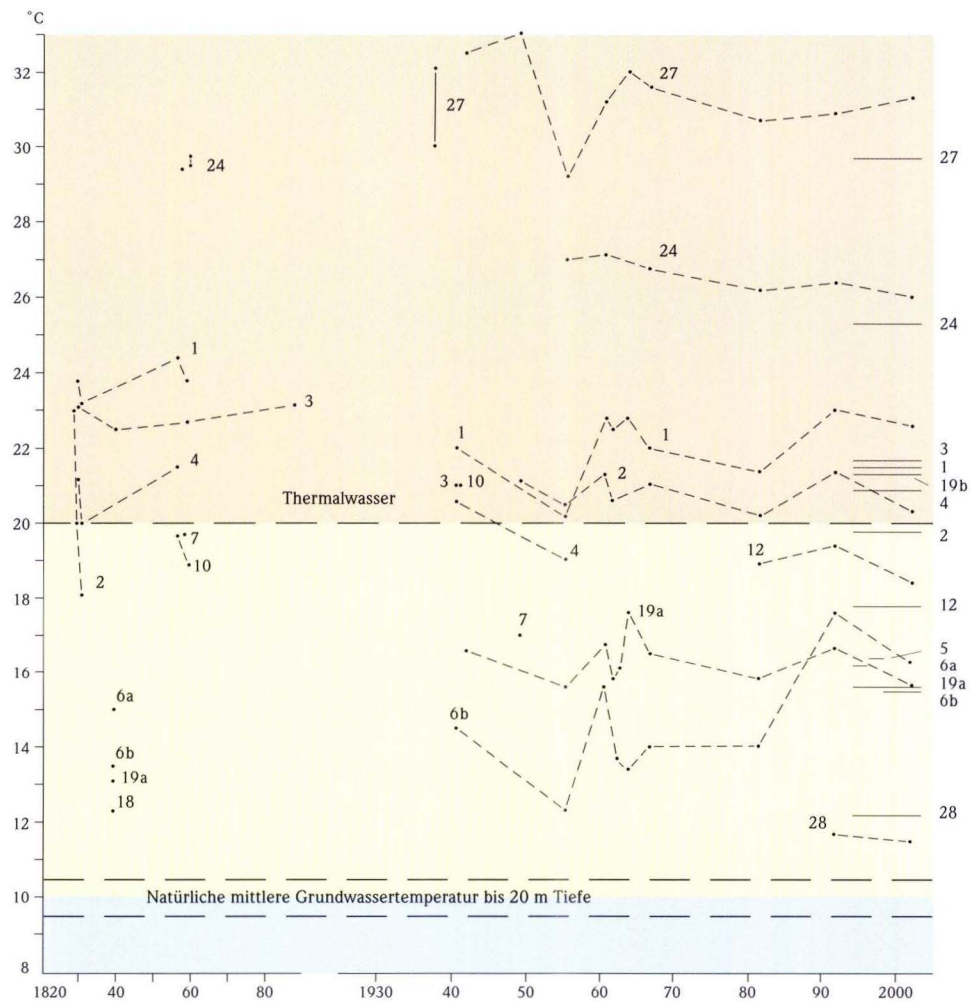


Abb. 7. Temperatur der Heilwässer von Bad Soden am Taunus nach Einzelmessungen (Punkte) seit 1828 und Messreihen (Mittelwert als Balken) seit 1994.

6.2 Chemische Beschaffenheit

Einige ältere Analysen sind im DEUTSCHEN BÄDERBUCH (1907) veröffentlicht. Analysen aus den folgenden Jahrzehnten veröffentlichten HAUPT (1966) (Analysen 1960, 1964), CARLÉ (1975) (Analysen 1940, 1941, 1949), KROMER (1990) (Analysen 1981) und HAUPT (1992) (Analysen 1991). Eine Auswahl der chemischen Analysen vor 1950 gibt Tab. 3.

Die Mitteilung der Wasserinhaltsstoffe erfolgte im 19. Jh. in Salzform, z.B. als Natriumchlorid, und seit 1907 (DEUTSCHES BÄDERBUCH) in der Regel in Ionenform. Die Stoffkonzentrationen wurden zunächst massenbezogen in mg/kg und seit Mitte der achtziger Jahre des 20. Jh. aus Gründen der Vergleichbarkeit mit Trinkwasseranalysen volumenbezogen in mg/l angegeben. Bei der Umrechnung in mg/l wird die massenbezogene Konzentration (mg/kg) mit der Dichte multipliziert. Für die numerische Darstellung der Kationen und Anionen der Hauptbestandteile des Heilwassers hat sich die Anfang des 20. Jh.

(DEUTSCHES BÄDERBUCH 1907) eingeführte dreispaltige Tabellenform mit Massenkonzentrationen der Ionen in mg/kg bzw. mg/l, Äquivalentkonzentrationen der Ionen in mval bzw. mmol/l und der Äquivalentanteile in mval-% bzw. % durchgesetzt. Im 20. Jh. sind die Untersuchungen des Heilwassers immer wieder neuen Erkenntnissen angepasst und daher umfangreicher geworden. Die derzeitigen einheitlichen Mindestanforderungen an eine Heilwasseranalyse, die alle 10 Jahre durchzuführen ist, sind in den „Begriffsbestimmungen – Qualitätsstandards“ von 1998 festgelegt (DEUTSCHER HEILBÄDER-VERBAND 1999). Die vollständige Darstellung einer Heilwasseranalyse umfasst im Allgemeinen mehrere Seiten. Die Heilwasseranalysen von 1981, 1991 und 2001 geben auch in gekürzter Form einen Überblick über die unterschiedliche Beschaffenheit der einzelnen Heilquellen und ihre Veränderungen in den letzten zwei Jahrzehnten (Tab. 4).

Tab. 3. Chemische Analysen einiger Heilquellen von Bad Soden am Taunus vor 1950.

Heilquelle Analysejahr, Analytiker	T [°C]	Na [mg/kg]	K [mg/kg]	Ca [mg/kg]	Mg [mg/kg]	Fe [mg/kg]	Mn [mg/kg]	Cl [mg/kg]	SO ₄ [mg/kg]	HCO ₃ [mg/kg]	CO ₂ [mg/kg]
Milchbrunnen I 1858, W. Casselmann	23,8	961	88,4	184	81,2	3,84	2,27	1 537	20,38	1 002	1 520
Warmbrunnen III 1887, R. Fresenius 1940, Fresenius	23,1 21,0	1 363 1 441	62,7 72,6	247 298	105 111	5,22 7,18	0,61 0,46	2 082 2 310	23,01 27,17	1 400 1 432	1 328 1 661
Solbrunnen IV 1857, W. Casselmann	21,6	5 610	355	552	69,6	7,33		9 038	80,98	1 814	1 021
Wilhelmsbrunnen VIa 1839, J.v. Liebig	15,0	5 341	173	474	48,5	19,00		8 378	90,20	1 628	1 850
Schwefelbrunnen VIb 1839, J.v. Liebig	13,5	3 969	178	398	45,2	13,60		6 271	55,83	1 406	1 835
Major VII 1858, W. Casselmann 1949, Fresenius	19,7 17,0	5 674 3 576	292 174	569 357	71,86 43,15	13,97 6,57	0,54 0,83	9 043 5 550	83,75 74,14	1 930 1 435	1 428 2 092
Schlangenbadquelle X 1941, Fresenius	21,0	132	11,1	58,4	15,67	3,41	0,30	196	11,37	281	443
Wiesenbrunnen XVIII 1839, J.v. Liebig	12,3	4 851	140	468	53,53	13,6		7 593	76,13	1 633	1 916
Champagnerbrunnen XIX 1839, J.v. Liebig	10,5	2 572	43,7	268	12,69	9,68		3 999	47,22	1 417	2 453
Alter Sprudel XXIV 1859, W. Casselmann	32,0	5 737	302	551	60,26	32,05	3,46	9 244	76,87	1 748	965
Neuer Sprudel XXVII 1949, Fresenius	33,0	6 647	301	725	101	19,02	0,47	10 725	96,73	2 328	1 026

Tab. 4. Wassertemperaturen und wichtige Inhaltsstoffe der Heilquellen von Bad Soden am Taunus
(Proben vom 29.1., 24.2. und 31.3.1981, 27./28.8.1991 und 4.-6.12.2001).

Heil- quelle	Ana- lyse	T [°C]	El.Leit. [µScm]*	Na [mg/l]	K [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	Fe [mg/l]	F [mg/l]	Cl [mg/l]	SO ₄ [mg/l]	HCO ₃ [mg/l]	CO ₂ frei [mg/l]
I	1981	21,4	4 400	768	39,7	222	71,8	6,9	0,49	1 219	18,7	1 049	1 802
	1991	23,0	4 710	695	37	192	60,5	6,7	0,31	1 060	31,2	1 025	1 804
	2001	22,6	6 060	1 010	50,7	237	74,8	6,8	0,30	1 590	19,0	1 105	1 840
II	1981	20,2	7 250	1 468	67,0	244	102	4,7	0,48	2 224	24,4	1 438	1 804
	1991	21,4	8 220	1 470	68,6	242	105	4,9	0,60	2 290	36,0	1 440	2 200
	2001	20,3	8 000	1 400	67,8	230	95,9	4,5	0,46	2 119	21,0	1 363	1 650
III	1981	20,8	6 370	1 107	51,4	261	84,6	7,3	0,34	1 774	23,1	1 198	1 628
	1991	22,7	7 160	1 120	52,8	266	80,5	8,4	0,36	1 835	30,0	1 201	1 980
	2001	22,7	8 230	1 440	71,0	264	91,7	6,4	0,33	2 252	25,0	1 301	1 670
IV	1981	20,2	24 100	5 894	265	542	70,9	11,9	1,56	9 383	88,7	1 820	1 547
	1991	21,0	25 100	5 570	243	490	62	10,4	1,96	9 050	85,2	1 782	2 420
	2001	16,1**	26 000	5 420	261	500	64,7	11,0	1,80	8 621	83,0	1 772	1 270
V	2001	16,2	21 800	4 540	214	406	52,1	7,3	1,70	7 129	69,0	1 546	1 960
VIa	1981	13,0	11 800	2 915	135	274	37,4	11,8	1,53	4 513	100	1 134	1 809
	1991	17,5	14 090	3 100	131	269	36,1	11,3	1,62	4 790	103	1 275	2 090
VIb	1981	14,0	8 890	2 017	100	208	29,4	9,7	1,57	3 071	105	923	1 977
	1991	17,6	21 300	4 585	201	407	50,1	13,7	1,62	7 400	108	1 525	2 310
	2001	16,3	23 500	5 010	242	432	55,9	18,0	1,40	7 810	71,0	1 667	1 710
XII	1981	18,9	8 130	1 655	76,6	255	116	4,9	0,49	2 530	26,4	1 517	1 605
	1991	19,4	9 100	1 730	75	251	114	5,3	0,60	2 650	37,2	1 574	1 672
	2001	18,4	9 220	1 640	81,4	246	112	4,7	0,47	2 508	25,0	1 510	1 260
XVIII	1991	18,7	23 700	5 200	237	484	61	1,9	1,78	8 180	43,2	1 666	
XIXa	1981	15,8	12 100	2 564	115	331	174	5,7	0,54	3 957	42,8	2 067	2 111
	1991	16,7	13 010	2 490	106	337	169	6,3	0,60	3 980	44,4	1 953	1 628
	2001	15,6	13 240	2 510	116	305	156	5,3	0,51	3 798	42,0	2 010	1 980
XIXb	1981	21,5	10 120	2 134	93,9	345	144	6,9	0,40	3 353	34,8	1 823	1 667
	1991	22,4	11 750	2 260	101	341	146	6,7	0,60	3 590	55,2	1 928	2 156
	2001	22,0	11 950	2 190	106	360	160	6,4	0,40	3 398	34	2 008	1 540
XXIV	1981	26,2	19 800	4 766	215	440	50,8	12,2	1,66	7 520	84,6	1 603	1 382
	1991	26,4	22 800	5 000	216	434	48,8	12,2	1,80	8 100	88,8	1 623	1 870
	2001	26,0	25 800	5 540	263	505	55,6	14,0	1,80	8 776	84,0	1 729	1 230
XXVII	1981	30,7	22 800	6 154	275	584	74,5	15,5	1,11	9 780	91,2	2 070	1 193
	1991	30,9	27 700	6 070	267	574	70,1	14,3	1,38	9 900	84,0	2 020	1 870
	2001	31,3	28 300	6 020	285	561	70,8	15,0	1,30	9 570	93	1 978	1 000
XXVIII	1991	11,7		117	13,3	111	21,8	26,0		153	7,4	564	
	2001	11,5	1 080	101	11,9	100	19,6	24,0	0,58	128	10,0	515	2 540

Analysen: 1981 Institut Fresenius, Taunusstein; 1991 Laboratorium für Wasseruntersuchungen Prof. Dr. Höll, Hannover; 2001 Institut Fresenius, Taunusstein

* Elektrische Leitfähigkeit: 1981 bezogen auf 20 °C, 1991 und 2001 bezogen auf 25 °C

** Wert nicht plausibel

Die Mineralwässer wurden früher (DEUTSCHES BÄDERBUCH 1907, MICHELS et al. 1930) als erdige Kochsalz-Säuerlinge bezeichnet. Nach neuer Nomenklatur (DEUTSCHER HEILBÄDERVERBAND 1999) kommen vor:

- Thermale Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Säuerlinge (Quellen I, II, III, XIXb)
- Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Säuerlinge (Quellen XII, XIXa)
- Fluoridhaltige Natrium-Chlorid-Säuerlinge (Quellen IV, V, VIa, VIb)
- Fluorid- und kohlenensäurehaltige Thermalsolen (Quellen XXIV, XXVII)
- Eisenhaltiger Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Säuerling (Quelle XXVIII)

Da bei den in Tab. 4 genannten Wässern der Gehalt an gelösten Mineralstoffen 1 g/l übersteigt, werden sie im chemischen Sinne als Heilwässer bezeichnet. Zu ihrer chemischen Charakterisierung werden alle Kationen und Anionen herangezogen, die mit einem Äquivalentanteil (Äqu.) von wenigstens 20 % an der Gesamtkonzentration beteiligt sind sowie wertbestimmende Einzelbestandteile mit bestimmten Mindestwerten, z.B. 1 mg/l Fluorid, 20 mg/l zweiwertiges Eisen, 1 000 mg/l freies gelöstes Kohlenstoffdioxid (Säuerling). Solen enthalten in 1 Liter Wasser mindestens 5,5 g Natrium- und 8,5 g Chlorid-Ionen.

Die Heilquellen von Bad Soden am Taunus, von der Stahlquelle abgesehen, sind durch die Vorherrschaft von Natrium- und Chlorid-Ionen gekennzeichnet. Nach den Äquivalentkonzentrationen der Kationen und Anionen sowie den Ionenverhältnissen (Analysen von 2001) lassen sich zwei Gruppen von Heilquellen unterscheiden (Abb. 8):

Gruppe 1: Quellen IV, V, VIb, XXIV, XXVII

Na 198–262 mmol/l, Ca 20–28 mmol/l, Mg 4,3–5,8 mmol/l
Cl 201–270 mmol/l, HCO₃ 25–32 mmol/l, SO₄ 1,4–1,9 mmol/l
Ca : Mg-Verhältnis 5,5–4,7, Erdalkali : Alkali-Verhältnis 0,117–0,126

Gruppe 2: Quellen I, II, III, XII, XIXa, XIXb

Na 44–109 mmol/l, Ca 11–18 mmol/l, Mg 6,2–13,2 mmol/l
Cl 45–107 mmol/l, HCO₃ 18–33 mmol/l, SO₄ 0,4–0,9 mmol/l
Ca : Mg-Verhältnis 1,9–1,2, Erdalkali : Alkali-Verhältnis 0,25–0,40

Zwischen den Gruppen 1 und 2, in die auch die nicht 2001 untersuchten Quellen eingestuft werden können, gibt es Übergänge, z.B. VIa. Eine weitere Untergliederung der Quellen ist nach den Ionenverhältnissen der Mineralwässer möglich. Die statistische Auswertung der chemischen Analysen vor 1966 ergab ein Calcium : Magnesium-Verhältnis von 5,6–3,5 für die Quellen IV, V, VIa, VIb, VII, XVIII, XXIV, XXVII, von 2–1,3 für die Quellen I, II, III, XIXb und von < 1,35 für die Quellen XII und XIXa sowie ein Erdalkali (Ca+Mg) : Alkali (Na+K)-Verhältnis

von 0,116–0,150 für die Quellen IV, V, VIa, VIb, VII, XVIII, XXIV, XXVII, von 0,208–0,276 für die Quelle XIXa, von 0,24–0,53 für die Quellen I, II, III, XII, XIXb und von 1,4–1,6 für die Quelle X (THEWS 1966). Diese Ionenverhältnisse wurden durch die Analysen von 2001 bestätigt. Das Natrium : Kalium-Verhältnis liegt zwischen 33,9 und 36,8 und zeigt innerhalb der Quellen keine interpretierbaren Unterschiede.

Die Quellen der Gruppe 1 speist das in größerer Tiefe zirkulierende Mineralwasser, das vorwiegend aus Natrium- und Chlorid-Ionen besteht. Die natürlichen Aufstiegswege der Quellen IV, V und VIb sind vermutlich durch Karbonat- und Eisenausfällungen, der Aufstieg in den Quellen XXIV und XXVII durch vollwandige Brunnenrohre gegen die Umgebung weitgehend abgedichtet. Daher erreichen diese Mineralwässer kaum verändert als hochmineralisierte Natrium-Chloridwässer (Sole) die Erdoberfläche (Abb. 2).

Bei den Quellen der Gruppe 2 wird das Natrium-Chloridwasser während des Aufstiegs in den oberen 200–300 m durch Kontakt mit den umgebenden Gesteinen verändert, weil durch Kohlensäure Alkalien und Erdalkalien aus den Phylliten gelöst werden und in die Sole gelangen, und zusätzlich wird die Sole mit wenig mineralisiertem Grundwasser verdünnt (Abb. 2). Die Wässer der Quellen I, II und III haben daher andere Ionenverhältnisse, und zwar ein kleineres Ca : Mg-Ver-

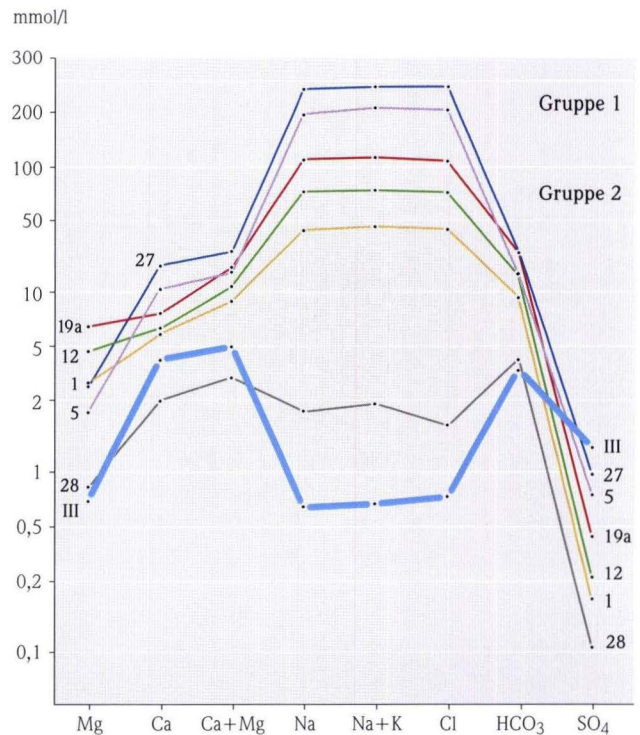


Abb. 8. Äquivalentkonzentrationen der wichtigsten Ionen der Heilwässer und des gegen nicht erhöhten mineralisierten Grundwassers (Brunnen III) von Bad Soden am Taunus.

hältnis und größeres Erdalkali : Alkali-Verhältnis als die Quellen der Gruppe 1. Im Mineralwasser der Quellen XIXa und XIXb fallen die hohen absoluten und relativen Magnesiumgehalte auf (Tab. 4). Möglicherweise spielen bei der Entstehung dieser Wässer Ionenaustauschvorgänge eine größere Rolle (THEWS 1966).

Die Schwankungen der Cl-Konzentrationen betragen in den einzelnen Heilquellen (Analysen von 1981, 1991 und 2001) überwiegend unter 9 %, beim 372,6 m tiefen Neuen Sprudel nur 3,3 %, beim 7 m flachen Milchbrunnen mit Beimischung von wenig mineralisiertem Grundwasser dagegen 33,3 % (Tab. 4). Im Neuen Sprudel ist seit 1937 nur eine geringe Minderung der Cl-Konzentrationen erkennbar. Beim Bohren des Neuen Sprudels variierten die Cl-Werte zwischen 270 und 373 m Tiefe von 10 208–10 881 mg/l, erreichten 1937 beim Pumpversuch max. 10 739 mg/l, betragen 1949 noch 10 851 mg/l (10 725 mg/kg) und sanken bis 2001 auf 9 570 mg/l.

Die Stahlquelle (XXVIII) zeigt abweichend von den genannten Quellen eine Vorherrschaft von Calcium mit 4,99 mmol/l (41 Äqu.%) und Hydrogencarbonat mit 8,44 mmol/l (68 Äqu.%) (Abb. 8). Hier wird das aus der Tiefe mit dem CO₂ aufsteigende Wasser durch wenig mineralisiertes Ca-HCO₃-haltiges Grundwasser stark verdünnt (Abb. 2). Der Kurvenverlauf der Äquivalentkonzentrationen nähert sich dem des Grundwassers, das an der Sulzbacher Straße aus tertiären Kalksteinen des 109 m tiefen Brunnen III der Stadt Bad Soden am Taunus zur Trinkwasserversorgung gefördert wird (Abb. 8).

In den vergangenen Jahrzehnten ist das im Mineralwasser dominierende Natriumchlorid aus unterschiedlichen Gebieten hergeleitet worden. SANDBERGER (1855) erklärt das NaCl aus der Zersetzung örtlicher Gesteine durch heiße und mehr oder weniger kohlenstoffhaltige Wässer. Nach GRÜNHUT (1906) wandert natriumchloridhaltiges Wasser aus tertiären Schichten des Oberrheingrabens nach Norden und steigt in wasserwegsamem Kluft- und Störungszonen in den oberflächennahen Bereich. Viele Jahre stützte sich die vorherrschende Lehrmeinung auf die Arbeiten von CHELIUS (1904), STEUER (1912) und MICHELS (1926), die die Salinarwässer am Taunusrand auf die Auslaugung der Salzlager des Zechsteins am Ostrand des Vogelsberges zurückführen. HÖLTING (1977) konnte durch Errechnung von Anionenverhältnissen und nach hydraulischen Überlegungen die vermutete Solewanderung aus dem Oberrheingrabens bestätigen. Fast alle Autoren stimmen überein, dass die Sole von Bad Nauheim über Bad Homburg v.d.Höhe, Kronberg-Kronthal, Bad Soden am Taunus und Wiesbaden bis Assmannshausen fließt, weil ihre Cl-Anteile von NE nach SW abnehmen.

Der Gehalt an freiem gelösten Kohlenstoffdioxid hängt wesentlich von der Temperatur des Wassers ab. Daher haben kühlere Quellen einen höheren CO₂-Gehalt als wärmere (Tab. 4). Das Kohlenstoffdioxid wird von einigen Autoren (u.a. MICHELS 1926, DAHMER 1949) als letztes Exhalationsprodukt des tertiären Vulkanismus angesehen. Freies gelöstes Kohlenstoffdi-

oxid (früher gasförmige Kohlensäure) aus Aufschmelzvorgängen vagabundiert überall im Erdmantel. Sein Aufstieg setzt eine entsprechende Durchlässigkeit voraus, die wiederum am Rand von tektonischen Großgräben (Riftzonen) häufig gegeben ist. Eine Verbindung mit dem tertiären Basaltvulkanismus ist dagegen nach STENGEL-RUTKOWSKI (1987) aufgrund der langen seither verstrichenen Zeit, nach LIPPOLT (1982) ca. 9–17 Mio. Jahre, wenig wahrscheinlich, auch wenn ab und zu ein Basaltgang in der Nähe von Kohlenstoffdioxidaustritten gefunden wird. Auf die Möglichkeit dieser unterschiedlichen Herkunft des CO₂ wurde bereits im 19. Jh. hingewiesen (HAUPT 1887). Wahrscheinlich entsteht der größte Teil des in Bad Soden am Taunus im Mineralwasser vorhandenen CO₂ im plastischen Material des Tieferen Erdmantels, nach GIESE (1976) in THEWS (1996) hier in mehr als 26 km Tiefe, und steigt in Trennfugen der starren Gesteine des Oberen Erdmantels sowie der Unterkruste und Oberkruste bis zur Erdoberfläche auf (Abb. 2).

In den Quellen IV, V, VIa, VIb, XVIII, XXIV und XXVII traten 2001 geogen erhöhte Fluorid-Gehalte (> 1 mg/l) auf (Tab. 4). In allen Quellen sind die Gehalte an Arsen auch geogen erhöht (Tab. 5). Die in besonders chloridreichen Wässern erhöhten Konzentrationen an Brom (Br), Strontium (Sr), Bor (Borsäure als H₃BO₃) und Lithium (Li) (Tab. 5) deuten darauf, dass diese Spurenstoffe mit der Sole aus dem nördlichen Oberrheingrabens zufließen. Die in allen Quellen etwa gleichen Konzentrationen an Barium (Ba) und Jod (J) stammen dagegen wahrscheinlich aus der Lösung örtlicher Gesteine. Als wichtigster Ba-Spender werden Feldspäte angesehen. Barium könnte aber auch aus Serizitgneis und Barytgängen im Taunus mobilisiert werden (KIRNBAUER 1997).

Die Spurenelemente Antimon (< 0,001 mg/l), Cadmium (< 0,0005 mg/l), Molybdän (< 0,002 mg/l), Quecksilber (< 0,0001 mg/l), Silber (< 0,001 mg/l), Zinn (< 0,001 mg/l) und Vanadium (< 0,002 mg/l) waren in den Analysen von 2001 nicht nachweisbar. Blei wurde nur beim Neuen Sprudel (0,002 mg/l), Chrom nur bei der Stahlquelle (0,013 mg/l), Selen in vier Quellen (< 0,001–0,002 mg/l), Cobalt in fünf Quellen (< 0,002–0,006 mg/l) und Nickel in drei Quellen (< 0,002–0,015 mg/l) im Bereich der Bestimmungsgrenze oder in geringen Konzentrationen festgestellt.

Das Edelgas Radon-222 mit der kurzen Halbwertszeit von 3,82 Tagen verursacht im Untergrund verbreitet eine natürliche Radioaktivität (Alpha-Aktivität). Messungen zur Zeit der Probenahme vom 4.–6.12.2001 ergaben in den Heilwässern die niedrigen Werte von 7,5–122 Bq/l.

Die aus den Heilquellen entweichenden Gase bestehen aus 69–98 Vol.-% Kohlenstoffdioxid (CO₂), 2–24 Vol.-% Stickstoff (N₂), 0,3–6,5 Vol.-% Sauerstoff (O₂) und bis zu 0,3 Vol.-% Argon (Ar). In den Quellen V, VIb und XXIV wurde Schwefelwasserstoff in messbaren Konzentrationen (0,01–0,23 mg/l) nachgewiesen (Bestimmungsgrenze < 0,005 mg/l), in den Quellen I, II, III, XIXb und XXVII dagegen nur als Geruch „ganz schwach nach Schwefelwasserstoff“ beschrieben.

Tab. 5. Nebenbestandteile und Spurenstoffe der Heilquellen von Bad Soden am Taunus (Proben vom 4.–6.12.2001; Analysen: Institut Fresenius, Taunusstein).

Heil- quelle	Li [mg/l]	NH ₄ [mg/l]	Sr [mg/l]	Ba [mg/l]	Mn [mg/l]	Br [mg/l]	J [mg/l]	H ₂ SiO ₃ [mg/l]	H ₃ BO ₃ [mg/l]	As [mg/l]	Cu [mg/l]	Zn [mg/l]
I	1,5	1,9	2,7	0,36	0,55	1,4	0,02	33,5	1,2	0,050	<0,002	0,020
II	2,0	2,3	4,0	0,41	0,57	2,2	0,03	27,2	2,1	0,055	0,012	0,006
III	2,3	2,4	3,8	0,36	0,53	1,9	0,03	32,3	2,1	0,070	0,005	0,026
IV	6,0	10,0	19	0,38	0,37	6,9	0,06	39,4	13,0	0,25	0,017	0,020
V	3,8	8,9	14	0,27	0,35	6,8	0,05	35,2	11,0	0,41	0,002	0,011
VIb	5,3	9,7	16	0,26	0,27	6,3	0,06	36,5	12,0	0,12	0,006	0,008
XII	2,7	2,8	4,2	0,44	0,53	2,6	0,04	29,2	2,3	0,057	0,007	0,007
XIXa	4,2	4,3	5,0	0,46	0,46	3,9	0,05	28,9	3,7	0,080	<0,002	<0,005
XIXb	3,8	3,6	4,5	0,46	0,56	3,3	0,04	32,0	2,5	0,075	<0,002	0,015
XXIV	6,2	11,0	19,0	0,39	0,30	7,4	0,06	31,8	13,0	0,11	0,015	0,028
XXVII	6,9	12	20,0	0,43	0,30	8,2	0,06	33,1	14,0	0,22	0,18	0,038
XXVIII	0,11	0,11	0,35	0,15	1,60	0,12	n.b.	110	0,16	0,060	<0,002	0,067

n.b. = nicht bestimmt

Das Heilwasser enthält wenig organische Verbindungen. Die ermittelten Werte für den Summenparameter gelöster organisch gebundener Kohlenstoff (DOC), berechnet als C, lagen in den Proben vom Dezember 2001 zwischen 0,6 mg/l (Quellen IV, VIb, XXVII) und 1,0 mg/l (Quellen XII, XIXb) in einem unbedenklichen Bereich. Phenole, Cyanide und die sechs Leitsubstanzen der polycyclischen aromatischen Kohlenwasserstoffe waren nicht nachweisbar. Von den überprüften leichtflüchtigen halogenierten Kohlenwasserstoffen (Lösemittel und Haloforme) wurde nur in einer Probe Tetrachlorethen in Spuren (0,002 mg/l) festgestellt. Im vorliegenden Fall ist eine Belastung des Heilwassers mit dem Lösungsmittel Tetrachlorethen wenig wahrscheinlich. Wie bei vielen Bestimmungsverfahren können auch bei chemischen Analysen einzelne, wenig plausible Werte auftreten, die sich bei Wiederholungsanalysen nicht bestätigen.

Beim Aufsteigen des geogen erhöhten mineralisierten Grundwassers aus größerer Tiefe und beim Austreten an der Erdoberfläche verändert sich seine chemische Beschaffenheit durch das Entweichen von gasförmigen Stoffen und durch das Ausfällen von gelösten Bestandteilen. Änderungen des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes und der Einfluss des Luftsauerstoffs führen zu kalk- und eisenhaltigen Ausfällungen, z.B. am Auslauf des Neuen Sprudels zu ockerbraunen Sinterkrusten (Abb. 9).

Die chemische Analyse dieses Sinters ergab hohe Anteile an Calciumoxid (CaO) und Glühverlust (vorwiegend CO₂), also einen Kalksinter, der durch den verhältnismäßig geringen Anteil an Eisen ockerbraun gefärbt ist (Tab. 6). Die Zusammensetzung dieses Kalksinters entspricht weitgehend dem Quellsinter des Kochbrunnens in Wiesbaden. Diese eisenhaltigen

Kalksinter sind vor allem in den oberen Schichten bis etwa 200 m Tiefe zu erwarten. Sie können den Querschnitt der Aufstiegswege verengen und mindern dadurch die Schüttung der Heilquellen. Durch die Nutzung tiefer Brunnen, z.B. des Neuen Sprudels, werden in den tieferen Schichten der

Tab. 6. Chemische Analyse des Kalksinters vom Neuen Sprudel in Bad Soden am Taunus (Probe vom 31.10.2002; Analyse: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie).

Hauptbestandteile	[Masse-%]	Spurenelemente	[mg/kg]
SiO ₂	2,03	Arsen (As)	511
TiO ₂	0,03	Barium (Ba)	214
Al ₂ O ₃	0,21	Chrom (Cr)	21
Fe ₂ O ₃	5,12	Kupfer (Cu)	95
MnO	0,05	Gallium (Ga)	<2
MgO	0,35	Niobium (Nb)	<2
CaO	47,96	Nickel (Ni)	9
Na ₂ O	0,56	Blei (Pb)	13
K ₂ O	0,08	Rubidium (Rb)	10
P ₂ O ₅	0,12	Strontium (Sr)	4 682
SO ₃	0,34	Thorium (Th)	5
Cl	0,79	Uran (U)	<2
F	0,04	Vanadium (V)	<2
Glühverlust	41,98	Yttrium (Y)	<2
Summe	99,66	Zink (Zn)	39
		Zirkonium (Zr)	<2

Methode: Röntgenfluoreszenzspektrometrie

Wasserkreislauf aktiviert und die hydrochemischen Vorgänge (Ausfällungen, Ionenaustausch u.a.m.) erhöht. Diese Veränderungen hatten in den vergangenen 150 Jahren keine erkennbaren Nachteile für die Beschaffenheit des Heilwassers.

Mehrere Spurenelemente werden durch ausfallendes Eisen(III)-Hydroxid mitgefällt, dem Wasser entzogen und im eisenhaltigen Kalksinter des Neuen Sprudels angereichert, vor allem Arsen (Tab. 6). Die Anreicherung von Arsen in Eisenausfällungen ist ein natürlicher Vorgang, der unter bestimmten geochemischen Gegebenheiten in oberflächennahen Schichten (ROSENBERG & MITTELBACH 1996) und bei Quellaustritten (FRESENIUS & SCHNEIDER 1962) erfolgt.

6.3 Mikrobiologische Untersuchungen

In Anlehnung an die Untersuchungen von Trinkwasser gehören zu den Mindestanforderungen einer mikrobiologischen Untersuchung von Heilwässern die Bestimmung der Koloniezahl (früher Gesamtkeimzahl), ein Richtwert aus der Zeit von Robert Koch (etwa 1880) zur Erfassung bestimmter Mikroorganismen, sowie die Untersuchung auf *Escherichia coli*, coliforme Bakterien, Fäkalstreptokokken und sulfitreduzierende, sporenbildende Anaerobier (überwiegend Bakterien der Gattung *Clostridium*), ein Hinweis auf Verunreinigungen mit fäkalen Stoffen, und auf *Pseudomonas aeruginosa*, ein fakultativ humanpathogenes Bakterium. Dieses bakteriologische Indikationssystem hat sich in den vergangenen 120 Jahren aus Erfahrungen entwickelt.

In den im Dezember 2001 an 12 Ausläufen entnommenen Heilwässern (Tab. 4) waren in 250 ml *Escherichia coli*, coliforme Bakterien, Fäkalstreptokokken und *Pseudomonas aeruginosa* sowie in 50 ml sulfitreduzierende, sporenbildende Anaerobier nicht nachweisbar. Die Bestimmung der Koloniezahl in je 1 ml ergab auf Nähragar bei einer Bebrütungstemperatur von 20 °C nach einer Bebrütungszeit von 44 ± 4 Std. und bei 37 °C nach 20 ± 4 Std., von einer Quelle abgesehen, keine koloniebildende Einheiten (Koloniezahl 0). Die im Heilwasser des Alten Sprudels nachgewiesene Koloniezahl 2 (Nähragar bei 37 °C nach 20 ± 4 Std.) wurde in den nachfolgenden Kontrolluntersuchungen nicht bestätigt und kann daher als „Ausreißer“ angesehen werden. Die mikrobiologischen Untersuchungen umfassen in der Regel monatlich die Bestimmung der Koloniezahl und vierteljährlich zusätzlich die Untersuchung auf die fünf oben genannten Keimarten.

Aufgrund der erhöhten Gehalte an freiem gelösten Kohlenstoffdioxid ist das Heilwasser nicht nur frei von Mikroorganismen, sondern in der Regel auch frei von anderen Organismen. Im CO₂-ärmeren Heilwasser der Schlangenbadquelle (Tab. 3) und in der Quelfassung mit defektem Deckel des Glockenbrunnens konnte TISCHBIERECK (1949) vereinzelt Flagellaten (Geißeltierchen) und Ciliaten (Wimpertierchen) nachweisen (in WIESNER 1952, KROMER 1990). Die ersten mikroskopischen Untersuchungen der Heilwässer durch den Frankfurter Arzt Dr. Stiebel ergaben bei Eisenausfällungen das massenhafte Auftreten der „Eisenbakterienart“ *Gallionella ferruginea* (STIEBEL 1840). Weitere mikroskopische Untersuchungen führte SCHULZ (1852) durch.



Abb. 9. Ockerbrauner Kalksinter am Auslauf des Neuen Sprudels und Steighöhe des Heilwassers von ca. 0,5 m in Bad Soden am Taunus am 31.10.2002.

7. Nutzung und Schutz der Heilquellen

Wie bei den meisten kochsalzhaltigen Quellen stand die Salzgewinnung weit vor einer Nutzung als Heilquelle. Belege für eine Salzgewinnung sind für die Zeit um 1450 vorhanden (KROMER 1991). Eine erfolgreiche wirtschaftliche Nutzung der Sole war erst ab 1605 durch die Technik der Gradierung möglich; Gradierbau Altwerk stand im Alten Kurpark und reichte vom Nordende des Badehauses über den Schwefelbrunnen 153 m nach SW und 55 m nach SE, der U-förmig angelegte, rd. 484 m lange Gradierbau Neuwerk befand sich im Gebiet des heutigen Bahnhofs (KRAUSKOPF 1996). Das Altwerk nutzte die Sole der Quelle VII (Major, Schüttung 1858: 0,23 l/s), das Neuwerk zusätzlich auch die Sole der Quelle IV (Solbrunnen, Schüttung 1857: 0,33 l/s). Für die Salzgewinnung stand von beiden Quellen ein Mineralwasservolumen von etwa 0,5–0,7 l/s, entsprechend 43,2–60,5 m³/Tag, zur Verfügung. Unter der Annahme, dass zur Zeit der Salzgewinnung die Schüttung der Quellen IV und VII sowie die Na- und Cl-Konzentrationen der Sole den Verhältnissen von 1857/58 entsprachen, nach CASSELMANN (1860) Schüttung 0,56 l/s, NaCl 14,5 g/l, lieferten beide Quellen jährlich rd. 255 t NaCl (Kochsalz). Die jährliche Salzgewinnung, im Hohlmaß Malter angegeben (1 Malter Salz hatte 129–134 Pfund), lag unter 200 t (KROMER 1991). Das Sodener Salz kam vorwiegend nach Frankfurt am Main. Durch den Wegfall des Frankfurter Absatzmarktes wurde 1812 der Salinenbetrieb eingestellt (KRAUSKOPF 1996).

Mit dem Ende der Sodener Saline war keineswegs die Nutzung der Quellen auch zur Salzgewinnung beendet. Etwa im Jahre 1887 begann die Herstellung der Sodener Mineralpastillen aus dem Wasser des Warmbrunnens und des Wiesenbrunnens und ihr Vertrieb in größerem Umfang (KROMER 1990). Heute werden diese Pastillen aus dem Wasser des Alten und Neuen Sprudels hergestellt und bundesweit vertrieben.

Mindestens seit Anfang des 19. Jh. (KÜSTER 1820) bis etwa 1914 wurde Mineralwasser zunächst in Krügen und später in Flaschen abgefüllt und versandt. Der Mineralwasserversand betrug in den Jahren um 1820 jährlich etwa 15 000 Steinzeugkrüge (KÜSTER 1820), erreichte 1886 mit 82 667 Krügen und Flaschen eine hohe Zahl (KROMER 1990) und nahm danach auf 42 171 Flaschen im Jahr 1905 (DEUTSCHES BÄDERBUCH 1907) deutlich ab.

Im 20. Jh. dienten 12 Fassungen dem Kurbetrieb für Trinkkuren, Badekuren und Inhalationskuren (HAUPT 1992). Zu Trinkkuren eignen sich besonders die Quellen I, II, III, XII, XIXa und XIXb sowie gelegentlich auch VIa und VIb. Die Quellen I und III sind die ältesten therapeutisch genutzten Trinkquellen von Bad Soden am Taunus. Die Quellen I, II und III wurden auch zu Spülungen der Nase und kombiniert mit einer Trinkkur zum Gurgeln benutzt. Die Sodener Badequellen sind der Alte Sprudel und der Neue Sprudel. Sie ermöglichen kohlen-saure Thermalsprudelbäder und Thermalsolebäder sowie nach

Entfernung des Eisens und des freien Kohlenstoffdioxids Thermalsolebewegungsbäder. Im Sommer 2001 wurde der Kurbetrieb aufgegeben. Die für Bad Soden am Taunus typischen Kureinrichtungen (Kurhaus, Badehaus, Inhalatorium, Trinkhalle) wurden einer anderen Nutzung zugeführt. Die technische Betreuung der Heilquellen hat das Tiefbauamt der Stadt Bad Soden am Taunus übernommen. Der Alte und der Neue Sprudel speisen das Thermalsolebad (Sodenia-Therme) der Stadt Bad Soden am Taunus. Das Badewasser fließt in den Abwasserkanal zur Kläranlage in Frankfurt-Sindlingen. In Bad Soden am Taunus gibt es zehn öffentliche Entnahmestellen für Heilwasser. Das nicht zum Trinken gebrauchte Heilwasser der Quellen im Wilhelmspark und Quellenpark wird in den Sulzbach, das der Quellen im Alten Kurpark in den Niederdorfsbach eingeleitet. Dadurch nimmt in diesen Bächen der Salzgehalt deutlich zu (Abschnitt 4).

Eine wesentliche Voraussetzung für die weitere Nutzung der Heilquellen ist ihr Schutz vor quantitativen und qualitativen Beeinträchtigungen. Die oberste natürliche Schutzschicht aus lehmigen Ablagerungen wird im Stadtgebiet an vielen Stellen durch Baumaßnahmen (Keller, Tiefgaragen) zeitweilig oder auf Dauer beschädigt oder zerstört. Insbesondere in der Altstadt, die praktisch auf oder nahe den Aufstiegswegen des Mineralwassers liegt, ist ein zuverlässiger Schutz der Heilquellen gegen qualitative und quantitative Beeinträchtigungen schwierig wenn nicht unmöglich. Besonders gefährdet ist die Zone parallel zur Straße „Zum Quellenpark“ bis zum Alten Kurpark durch die oberhalb gelegene Bebauung. Bei Gründungsarbeiten ist vor allem auf die Höhenlage des Grundwasserspiegels bzw. der Grundwasserdruckfläche Rücksicht zu nehmen (Abschnitt 4).

Die Notwendigkeit, die Heilquellen vor anthropogenen Beeinträchtigungen zu schützen, wurde schon Mitte des 19. Jh. erkannt. Bereits 1837 bestimmte die nassauische Landesregierung, „daß das Nachgraben nach Mineralquellen und das Graben in der Nähe bestehender Quellen auch auf Privat- und Gemeindeeigentum nur mit polizeilicher Erlaubnis und unter technischer Aufsicht geschehen darf“. Zum Schutz von 11 staatlich anerkannten Heilquellen unterbreitete das Hessische Landesamt für Bodenforschung (THEWS 1966, 1970) in Anlehnung an die „Richtlinien für Heilquellenschutzgebiete“ der LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER (LAWA) vom Juni 1965 Vorschläge zur Abgrenzung von Schutzzonen gegen qualitative Beeinträchtigungen (Zonen I, II, III, IV) und quantitative Beeinträchtigungen (Zonen A, B 1, B 2, C, D, E, F). Die empfohlenen Schutzzonen hat der Regierungspräsident in Wiesbaden am 17.10.1977 für zehn Heilquellen festgesetzt. Für die nicht mehr genutzte Schlangenbadquelle (X) wurde kein Schutzgebiet ausgewiesen. Die Zone I (Fassungsbereich) und die Zone A sind weitgehend identisch und erfassen die unmittelbare Umgebung der Heilquellenfassung. Die Abgren-

zungen der Zone II (Engere Schutzzone) sowie der Zonen B 1 und B 2 sind nach Unterlagen (Katasterplan i.M. 1 : 1 000) vom Regierungspräsidium Darmstadt, Abteilung Staatliches Umweltamt Wiesbaden, vor 1997 Wasserwirtschaftsamt Wiesbaden, in Abb. 3 dargestellt. Eingriffe in den Untergrund sind in der Zone B 1 über 1,50 m Tiefe, in der Zone B 2 über 3,0 m Tiefe, von begründeten Ausnahmen abgesehen, verboten. Nach den „Richtlinien für Heilquellenschutzgebiete“ der LAWa vom Januar 1998 erstreckt sich der quantitative Schutz nur noch auf zwei Zonen, und zwar auf die Zone A (Innere Zone) und die Zone B (Äußere Zone). Die Anpassung der 1977 festgesetzten Zonen an die neuen Richtlinien ist in Bearbeitung. Entscheidend für die Erteilung von Ausnahmegenehmigungen für Baumaßnahmen sind Einzelfallbeurteilungen, vor allem unter Berücksichtigung der örtlichen hydrogeologischen und baulichen Gegebenheiten sowie der bautechnischen Möglichkeiten, z.B. Pfahlgründungen mit einem dichten Verbund zum umgebenden Untergrund und nicht durchlässigen Pfählen.

Das Regierungspräsidium Darmstadt erteilte der Stadt Bad Soden am Taunus mit Bescheid vom 10.9.1996 die Bewilligung für neun Bad Sodener Mineral- und Heilquellen (I, II, III,

Vla, Vlb, XII, XIXa, XIXb, XXVIII) zur Grundwasserentnahme von 143 900 m³/a (entsprechend 4,56 l/s) und am 8.2.2001 die Bewilligung für einen Zeitraum von 50 Jahren in dem 0,2245 km² großen Bewilligungsfeld „Sodenia 1“ Sole aufzusuchen und zu gewinnen sowie das Eigentum an diesem Bodenschatz zu erwerben. Das Bewilligungsfeld „Sodenia 1“ ist ein etwa 350 m breites Stadtgebiet, das von der Straße „Zum Quellenpark“ am Wilhelmspark etwa 800 m nach NE bis zum Burgberg reicht (Abb. 3).

Danksagung: Der Autor dankt Herrn Dr. Stengel-Rutkowski, Wiesbaden, für die Mitwirkung an dieser Arbeit und wesentliche Textbeiträge sowie den Herren Dipl.-Geol. Anderle und Dr. Mittelbach, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, für wertvolle Informationen und Literaturhinweise. Herrn Techn. Betriebsleiter Dipl.-Ing. Wolf, Magistrat der Stadt Bad Soden am Taunus, Abt. Tiefbau, gilt der Dank für zahlreiche Unterlagen und seine Unterstützung bei den Messungen an den Quellen. Frau Dipl.-Archiv. Reuter und Frau Kopp, Magistrat der Stadt Bad Soden am Taunus, waren dankenswerterweise bei der Beschaffung der älteren Literatur behilflich.

8. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H.-J. (1991): Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5715 Idstein, 2. Aufl.: 239 S.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. & MEISL, S. (1974): Geologisch-mineralogische Exkursion in den Südaunus. – Fortschr. Miner., **51**, 2: 137–156; Stuttgart.
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. – 643 S.; Stuttgart (Wiss. Verlagsges.).
- CASSELMANN, W. (1860): Chemische Untersuchungen einiger Mineralquellen zu Soden und zu Neuenhain. – Jb. Ver. Naturkd. Herzogt. Nassau, **15**: 139–226; Wiesbaden.
- CHELIUS, C. (1904): Der vulkanische Vogelsberg in seinen Beziehungen zu den Sol- und Heilquellen an seinem Rande. – Balneol. Ztg., wiss. Techn. T 1, **15**: 9–10; Berlin.
- DAHMER, G. (1949): Woher kommen die Mineral-Quellen von Bad Soden? – In: WIESNER, J.: Die Mineral-Quellen von Bad Soden: 1–5.; Bad Soden am Taunus (Ripps).
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabellen von Deutschland 2002 mit Beiheft; Potsdam (Stein).
- DEUTSCHES BÄDERBUCH (1907): [Bearb. unter Mitwirkung des Kaiserlichen Gesundheitsamtes von F. HIMSTEDT et al.] CIV u. 535 S., 13 Taf., 2 Kt.; Leipzig (Weber).
- DEUTSCHER HEILBÄDERVERBAND e.V. & DEUTSCHER TOURISMUSVERBAND e.V. (1999): Begriffsbestimmungen – Qualitätsstandards für die Prädikatisierung von Kurorten, Erholungsorten und Heilbrunnen. – 11. Aufl., 13. Oktober 1998: 82 S.; Gütersloh (Flöttmann).
- DIETZ, K. & WERNER, R. (1975): Zwei neue Basaltvorkommen im Vordertaunus. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 299–304; Wiesbaden.
- FRESENIUS, R. (1888): Chemische Analyse des Warmbrunnens zu Soden. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **41**: 1–19; Wiesbaden.
- FRESENIUS, R. & SCHNEIDER, W. (1962): Über die Zusammensetzung des Sinters des Kochbrunnens in Wiesbaden. – Heilbad und Kurort, **9**: 166; Gütersloh (Flöttmann).
- FRICKE, M. (1991): Bad Sodener Quellen 1991 – Status-Report. – 26 S., 175 Anl.; Bad Driburg (unveröff. Gutachten).
- FRICKE, M. (1995): Kurzstellungnahme zu den Ergebnissen der Isotopenuntersuchungen der Bad Sodener Heilquellen. – 3 S., 4 Anl.; Bad Driburg (unveröff.).
- FUHRMANN, U. & LIPPOLT, H.J. (1987): K-Ar-Datierungen an Maintrapp-Basalten aus Bohrungen in Frankfurt a.M. nach der ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Stufenentgasungstechnik. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 245–257; Wiesbaden.
- GIEBELER, W. (1858): Die Tiefbohrung auf kohlen säurehaltiges Soolwasser zu Soden. – Jb. Ver. Naturkd. Herzogt. Nassau, **13**: 330–347; Wiesbaden.
- GIESE, P. (1976): Results of the Generalized Interpretation of the Deep-Seismic Sounding Data. – In: GIESE, P., PRODEHL, C. & STEIN, A. (Hrsg.): Explosion Seismology in Central Europe: 201–214; Berlin (Springer).
- GLADBACH, J.B. (1701): Neue Untersuchung Des vor 300 Jahren Kayserl. herrlich-Privilegierten, von vielen Jahren verdeckten nun wieder aufgesuchten Soder-Warmen Gesund-Brunnens. – 60 S.; Franckfurt.
- GOLWER, A. (2003): Grundwassertemperaturen im westlichen Untermaingebiet. – Geol. Jb. Hessen, **130**: 37–48; Wiesbaden.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (2000): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **218**: 343–397; Stuttgart.
- GRÜNHUT, L. (1906): Über die Entstehung der Mineralquellen des mittelhessischen Schiefergebirges. – Z. prakt. Geol., **14**: 95; Berlin.
- GRÜNHUT, L. (1918): Trink- und Tafelwasser. – In: Das Lebensmittelgewerbe, **3** [Hrsg.

- BUCHKA VON, K.J.: 367–678; Leipzig (Akadem. Verlagsges.).
- HAUPT, A. (1887): Soden am Taunus. Eine für Ärzte bestimmte kurze Darstellung der Sodener Curmittel und ihrer Verwerthung. – In: GROSSMANN, F.: Die Heilquellen des Taunus: 99–144; Wiesbaden (Bergmann).
- HAUPT, K.-A. (1966): Der Kurort Bad Soden am Taunus und seine Heilmittel – Ihre Wirkung und Anwendungsweise. – 72 S.; Bad Soden am Taunus (Gögelein).
- HAUPT, K.-A. (1992): Die Heilquellen der Stadt Bad Soden am Taunus – Ihre Indikationen und therapeutische Nutzung. – 38 S.; Bad Soden am Taunus (Kurverwaltung).
- HÖLTING, B. (1977): Bemerkungen zur Herkunft der Salinarwässer am Taunusrand. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 211–221; Wiesbaden.
- HORN, P., LIPPOLT, H.J. & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. – *Eclogae geol. Helv.*, **65**: 131–156; Basel.
- KIRNBAUER, Th. (1997): Die Mineralisationen der Wiesbadener Thermalquellen (Bl. 5915 Wiesbaden). – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 5–90; Wiesbaden.
- KLÜGEL, Th. (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze – Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **101**: 215 S.; Wiesbaden.
- KRAUSKOPF, G. (1996): Die Sodener Saline hat ihre Spuren hinterlassen – Der Standort der Sodener Saline. – Zeitspuren, **4**: 67–85; Bad Soden am Taunus.
- KROMER, J. (1990): Bad Soden am Taunus – Leben aus den Quellen. – [Hrsg. Magistrat der Stadt Bad Soden am Taunus]: 428 S.; Frankfurt am Main (Kramer).
- KROMER, J. (1991): Bad Soden am Taunus – Bestehen aus der Geschichte. – [Hrsg. Magistrat der Stadt Bad Soden am Taunus]: 428 S.; Frankfurt am Main (Kramer).
- KÜMMERLE, E. (1999): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, 3. Aufl.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. (1993): Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, 3. Aufl.: 308 S., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- KÜSTER, F. (1820): Soden und seine Heilquellen. Nebst einem Anhang über die Heilquellen von Kronberg. – 96 S.; Hadamar.
- KÜTSCHER, F., PRINZ, H. & SCHWARZ, E. (1968): Bodenbewegungen in Hessen und ihre geologische Deutung. – Z. Vermessungswesen, **93**: 50–54; Stuttgart.
- LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER (LAWA) (1965): Richtlinien für Heilquellenschutzgebiete. – 20 S.; Gütersloh (Flöttmann).
- LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER (LAWA) (1998): Richtlinien für Heilquellenschutzgebiete. – 27 S.; Berlin.
- LEPPLA, A. (1922): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, Lfg. 15, Bl. Königstein a. Taunus, 2. Ausg.; Berlin.
- LEPPLA, A. (1924): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, Lfg. 15, Bl. Königstein, 2. Aufl.: 56 S.; Berlin.
- LIEBIG VON, J. (1839): Untersuchung der Mineralquellen zu Soden und Bemerkungen über die Wirkung der Salze auf den Organismus. – 34 S.; Wiesbaden (Enders).
- LIPPOLT, H.J. (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europe. – Geol. Jb., **D 52**: 113–135; Hannover.
- LIST, K. (1850): Ueber die chemische Zusammensetzung des Taunusschiefers. – Jb. Ver. Naturkd. Herzogt. Nassau, **6**: 126–134; Wiesbaden.
- LUX, P. (1991): Die Nivellements 1. Ordnung des Höhennetzes der Landesvermessung auf Bl. 5715 Idstein und den angrenzenden Blättern. – In: ANDERLE, H.-J.: Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5715 Idstein, 2. Aufl.: 136–139; Wiesbaden.
- MARTINI, E. (1978): Massenvorkommen von Nannoplankton in den Cerithien-Schichten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens (Oberoligozän). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 155–169; Mainz.
- MICHEL, G. (1997): Mineral- und Thermalwässer – Allgemeine Balneologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **7**: 398 S.; Berlin (Borntraeger).
- MICHELS, F. (1926): Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus. – Ber. Senckenb. Naturforsch. Ges., **56**: 225–238; Frankfurt am Main.
- MICHELS, F. (1961): Zur Geologie des Wiesbadener Raumes und seiner Mineralquellen. – *Ärztl. Mitt.*, **46**: 1214–1220; Köln.
- MICHELS, F. (1964): Von der Wiesbadener Thermalquellenspalte. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **97**: 37–40; Wiesbaden.
- MICHELS, F., WENZ, W. & ZÖLLER, A. (1929): Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. 300, Bl. Frankfurt a/M (West)-Steinbach; Berlin.
- MICHELS, F., WENZ, W. & ZÖLLER, A. (1930): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. 300, Bl. Frankfurt/Main-West (Höchst)-Steinbach: 96 S., 3 Taf.; Berlin.
- MÜLLER, K.-H. (1980): Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zur Baugrunderkundung und Gründungsberatung für den Neubau eines Kur-, Kongress- und Bürgerzentrums in Bad Soden am Taunus. – 56 S. + 5 Anl.; Wiesbaden (HLUG, Archiv Nr. 390).
- 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; Wiesbaden.
- 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; Mainz.
- REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 23–35; Wiesbaden.
- ROSENBERG, F. & MITTELBACH, G. (1996): Geogene Arsenanreicherungen im Wiesbadener Bergkirchenviertel. – Geol. Jb. Hessen, **124**: 175–189; Wiesbaden.
- ROSSBACH, K. (1924): Geschichte der freien Reichsdörfer Sulzbach und Soden. – 130 S.; Bad Soden a.T.
- SANDBERGER, F. (1855): Besprechungsprotokoll vom 28.12.1855 über Vorarbeiten zur Erbohrung des Sprudels in Bad Soden. – 8 S.; Wiesbaden (HLUG, Archiv Nr. 3).
- SCHULZ, A. (1852): Mikroskopische Untersuchung der wichtigsten Mineralquellen von Nassau. – Jb. Ver. Naturkd. Herzogt. Nassau, **8**, 2. Abt.: 49–89; Wiesbaden.
- SCHWEINSBERG, H. (1831): Die Heilquellen zu Soden im Herzogthum Nassau. – 116 S.; Gotha (Krug).
- SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südaunus. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 67–76; Wiesbaden.
- STENDEL-RUTKOWSKI, W. (1987): Die Säuerlinge des Westtaunus – Nachzügler eines neogenen Vulkanismus oder Vorboten zukünftiger tektonischer Aktivitäten. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 331–340; Wiesbaden.
- STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **36**: 68 S.; Wiesbaden.
- STEUER, A. (1912): Über die Bildung von Mineral- und Grundwasser in der Wetterau. – Journ. Gasbeleucht. Verw. Beleuchtungswesen.

- arten Wasservers., **43**: 1054–1057; München.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**: 1–19; Frankfurt am Main.
- STIEBEL, S.F. (1840): Soden und seine Heilquellen. – 120 S., 1 Plan; Frankfurt am Main (Jügel).
- STIFFT, C.E. (1831): Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau, in besonderer Beziehung auf die Mineralquellen dieses Landes. – 606 S., 1 Kt.; Wiesbaden (Schellenberg).
- TANGERMANN, H. (1980): Hydrogeologisches Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zur Beurteilung des Neubaus eines Kur-, Kongreß- und Bürgerzentrums in Bad Soden am Taunus in Bezug auf den Schutz der dortigen staatlich anerkannten Heilquellen, Main-Taunus-Kreis. – 116 S.; Wiesbaden (HLUG, Archiv Nr. 389).
- THEWS, J. (1966): Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zum Einrichten eines Heilquellenschutzgebietes für die Heilquellen in Bad Soden am Taunus. – 30 S.; Wiesbaden (HLUG, Archiv Nr. 221).
- THEWS, J. (1970): Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung über die Aufteilung der Zone B im vorgeschlagenen Heilquellenschutzgebiet in Bad Soden am Taunus. – 2 S.; Wiesbaden (HLUG, Archiv Nr. 296).
- THEWS, J. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1 : 300 000 (GÜK 300 Hessen), Teil I: Kristallin, Ordoviz, Silur, Devon, Karbon. – Geol. Abh. Hessen, **96**: 237 S.; Wiesbaden.
- TISCHBIERECK, H. (1949): Bericht über die faunistischen Untersuchungen von Mineralquellen in Bad Soden am Taunus; Hannover.
- WIESNER, J. (1949): Die Mineral-Quellen von Bad Soden. – 33 S.; Bad Soden am Taunus (Ripps).
- WIESNER, J. (1952): Balneologische Arbeiten in Bad Soden am Taunus. – Kurspiegel, **14**; Bad Soden am Taunus.
- 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., 2 Kt.; Mainz (Kupferberg).

Manuskript eingegangen am 23.09.2003, angenommen am 14.10.2003

ADALBERT SCHRIFT¹

Hydraulische Eigenschaften der Kluftgrundwasserleiter Nord- und Mittelhessens

Kurzfassung

Pumpversuchsdaten von 1 045 Brunnenbohrungen aus Nord- und Mittelhessen werden erfasst und wichtige Kennwerte wie der Durchlässigkeitsbeiwert (k_f) und das Leistungs-Absenkungs-Verhältnis (Q/A) für jede Bohrung bestimmt. In vier

Karten werden die Höhenlage der Grundwasseroberfläche in Meter über NN (Grundwassergleichen), der Durchlässigkeitsbeiwert (k_f), die Grundwasserentnahme (Q) sowie das Leistungs-Absenkungsverhältnis (Q/A) dargestellt.

Abstract

Pumping-test data from 1045 drilled wells in north and middle Hestia were compiled. Characteristic values like the coefficient of hydraulic conductivity (k_f) and the specific yield (Q/A) were determined for each borehole. Four Maps

show the spatial distribution of the altitude of the groundwater surface over sea-level (groundwater contour line), the coefficient of hydraulic conductivity (k_f), the groundwater withdrawal (Q) and the specific yield (Q/A).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	33
2. Hohlräume in Festgesteinen und ihre Bedeutung für die Wasserbewegung	34
2.1 Poren in Festgesteinen	34
2.2 Trennflächen in Festgesteinen	34
3. Datenbasis und Mittelwerte wichtiger hydrogeologischer Kennwerte	36
4. Hydrogeologische Übersichtskarten	36
4.1 Übersichtskarte der Grundwassergleichen [m ü. NN]	38
4.2 Übersichtskarte des Gebirgsdurchlässigkeitsbeiwertes k_f [m/s]	40
4.3 Übersichtskarte der Grundwasserentnahme Q [l/s]	40
4.4 Übersichtskarte des Leistungs-Absenkungs-Verhältnisses Q/A [l/(s*m)]	42
5. Schriftenverzeichnis	42

1. Einleitung

Die Gesteine der Erdkruste sind hydrogeologisch in Locker- und Festgesteine zu gliedern. In Norddeutschland, nördlich der Mittelgebirge, sind an der Erdoberfläche fast ausschließlich (pleisto- und holozäne) Lockergesteine verbreitet, in den Mittelgebirgen jedoch überwiegend Festgesteine. Bezogen auf die Fläche der Bundesrepublik Deutschland werden etwa 45 % der Erdoberfläche von Locker-, 55 % aber von Festgesteinen überzogen. Im Bundesland Hessen werden sogar nur 15 % der Landesfläche von Lockergesteinen bedeckt (HÖLTING 1981).

Lockergesteine enthalten zwischen den unterschiedlich großen Körnern Porenhohlräume, in denen sich das Grundwasser bewegen kann, je nach Kornzusammensetzung und Gefälle unterschiedlich schnell. Festgesteine haben von Natur aus im Allgemeinen keine Hohlräume. Festgesteine würden also undurchlässig sein, wenn nicht durch Prozesse im Laufe der Erdgeschichte sekundär Hohlräume in den Gesteinsfolgen entstanden wären, in denen das Grundwasser zirkulieren kann.

¹ Dr. A. Schraft (e-mail: a.schraft@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

2. Hohlräume in Festgesteinen und ihre Bedeutung für die Wasserbewegung

Hohlräume treten in allen Festgesteinen auf. Meist sind dies sekundäre Hohlräume, deren Gestalt, Größe und räumliche Verteilung jedoch unterschiedlich sind und vom Substrat und dessen geologischer Vergangenheit abhängen. Der Form nach wird unterschieden zwischen Poren, Trennflächen und Höhlungen (letztere sind in Nord- und Mittelhessen von untergeordneter Bedeutung, weshalb nachfolgend nicht weiter auf sie eingegangen wird). Die Größe dieser Hohlräume reicht vom Mikrobereich bis zu einigen Metern. Wegen ihrer unterschiedlichen Durchlässigkeit wird von Gesteins- (oder Poren-) Durchlässigkeit und Kluft- (oder Trennfugen-) Durchlässigkeit gesprochen, beide zusammen ergeben die Gebirgsdurchlässigkeit. Ein Gesteinsverband wird auch dann als „Gebirge“ bezeichnet, wenn kein morphologisches Gebirge aufragt.

2.1 Poren in Festgesteinen

Der Anteil des Gesamtporenraums in sandigen und kiesigen sedimentären Festgesteinen hängt wesentlich von Größe und Form der Körner ab. Gleichkörnigkeit, d.h. eine gute Sortierung schafft einen größeren Porenraum, schlecht sortierte Sandsteine haben eine geringere Porosität. Die Lagerungsdichte, die im Allgemeinen nicht der geometrisch dichtesten Kugelpackung entspricht, vor allem aber eine auftretende sekundäre Füllung oder gar Schließung (z.B. durch Kompaktion wie bei den Ton- und Mergelsteinen) beeinflussen den ursprünglich vorhandenen Porenraum. Die Festgesteine des Grundgebirges, Granite und Gneise, sind porenfrei. Vulkanite können Hohlräume enthalten – Blasen in Laven oder Poren in Tuffen –, wobei die erstgenannten meist hydraulisch nicht nutzbar sind. Bei sedimentären Festgesteinen sind Poren beim Wassertransport in der Regel vernachlässigbar, sieht man von einzelnen kleinen Porenhohlräumen in Sandsteinen ab, die jedoch hydrogeologisch quantitativ unbedeutend sind.

Der Gesamtporenraum setzt sich aus den abgeschlossenen, d.h. nicht durchströmbaren Poren und solchen, die miteinander in Verbindung stehen (nutzbarer Porenanteil), zusammen. Die Porositäten sandiger Festgesteine wechseln in weiten Grenzen (KARRENBERG 1981). In Hessen wurden in Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins (Gesamt-)Porositäten von 2–8 % gefunden, in mehr feinkörnigen, schluffigen Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins 6–10 % (UDLUFT 1972), in kalkig-dolomitischen und magmatisch/metamorphen Gesteinen ist im Allgemeinen kein nutzbarer Porenraum vorhanden.

2.2 Trennflächen in Festgesteinen

Trennflächen in Festgesteinen können verschiedene Ursachen haben, wie gebirgsbildende Vorgänge (tektonische Trennflächen), unterschiedliche Sedimentation (lithologische Trennflächen), Abkühlung magmatischer Gesteine (Abküh-

lungs-Trennflächen) oder schließlich Trennflächenaufweitung in lösungsfähigen Gesteinen durch fließendes Grundwasser (Verkarstung). Nachfolgend wird vorwiegend von tektonischen und lithologischen Trennflächen die Rede sein.

Unter den Trennflächen in Festgesteinen weitaus am wichtigsten sind die tektonischen, bei denen nach Größe und Form zwischen Klüften, Störungen, Schieferungs- und Scherflächen zu unterscheiden ist. Klüfte und Störungen folgen geometrischen Systemen und sind daher überschau- und geologisch interpretierbar.

Sandsteine, Kalksteine, magmatische und metamorphe Gesteine werden durch tektonische Vorgänge grobstückig zerlegt, es können relativ weite Klüfte entstehen. Ton- und Mergelsteine werden dagegen kleinstückig zerlegt, es entstehen enge, oft nur latente Klüfte. In engen Klüften sind Oberflächenkräfte wie die Kapillarspannung wirksamer als in weiten Klüften. Hydraulisch wirksame Klüfte müssen breiter als 80 nm sein, da die Schichtdicke des in den Klüften gebundenen Adsorptionswassers 20–40 nm beträgt. Sandsteine sind deshalb meist Kluft-Grundwasserleiter, Ton- und Mergelsteine dagegen Grundwassergeringleiter bzw. Grundwasserstauer, magmatische und höhergradig metamorphe Gesteine sind im Allgemeinen – sofern nicht stärker tektonisch zerrüttet – mit einem durchflusswirksamen Hohlraumanteil von meist unter 0,2 % und weitständigen Klüften als Grundwassergering- bzw. sogar Grundwassernichtleiter anzusprechen; Ausnahmen bilden basaltische Gesteine, insbesondere bei Wechsellagerung mit Tuffen (z.B. im Vogelsberg), sowie gering metamorphe Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. In löslichen Gesteinen, z.B. in Gips oder Kalkstein werden Klüfte durch Lösung erweitert, im Extremfall bis zu Höhlen; sie wirken als Karst-Grundwasserleiter.

Die Öffnungsweite der Klüfte, von der wesentlich die hydraulische Durchlässigkeit abhängt, ist sehr unterschiedlich. Ihr Aufreißen hängt nicht nur von der mechanischen Energie der tektonischen Kräfte, sondern wesentlich auch von den elastischen Eigenschaften der Gesteine, also deren Verformbarkeit ab. Harte (so genannte kompetente) Gesteine (z.B. Sandsteine, Quarzite, Vulkanite) sind unelastisch und zerbrechen, in ihnen entstehen relativ stark klaffende Klüfte. Solche Gesteinsfolgen sind daher entlang der Trennflächen meist gut wasserdurchlässig. Dagegen sind weiche (inkompetente) Gesteine (z.B. Tonsteine, Tonschiefer, Schluffsteine) mehr verformbar, ihre Klüftung ist in der Regel schwach ausgeprägt, die Gesteinshohlräume haben einen niedrigen Hohlraumanteil und bestehen (z.B. in Tonschiefern) häufig nur aus dünnen Haarrissen. In den Kapillaren feinkörniger Gesteine wird das Grundwasser gegen die Schwerkraft festgehalten und am Abfluss gehindert. Daher sind solche Schichtfolgen schlecht durchlässig. Zwischen kompetenten und inkompetenten Gesteinen gibt es naturgemäß zahlreiche Übergänge. Schließlich

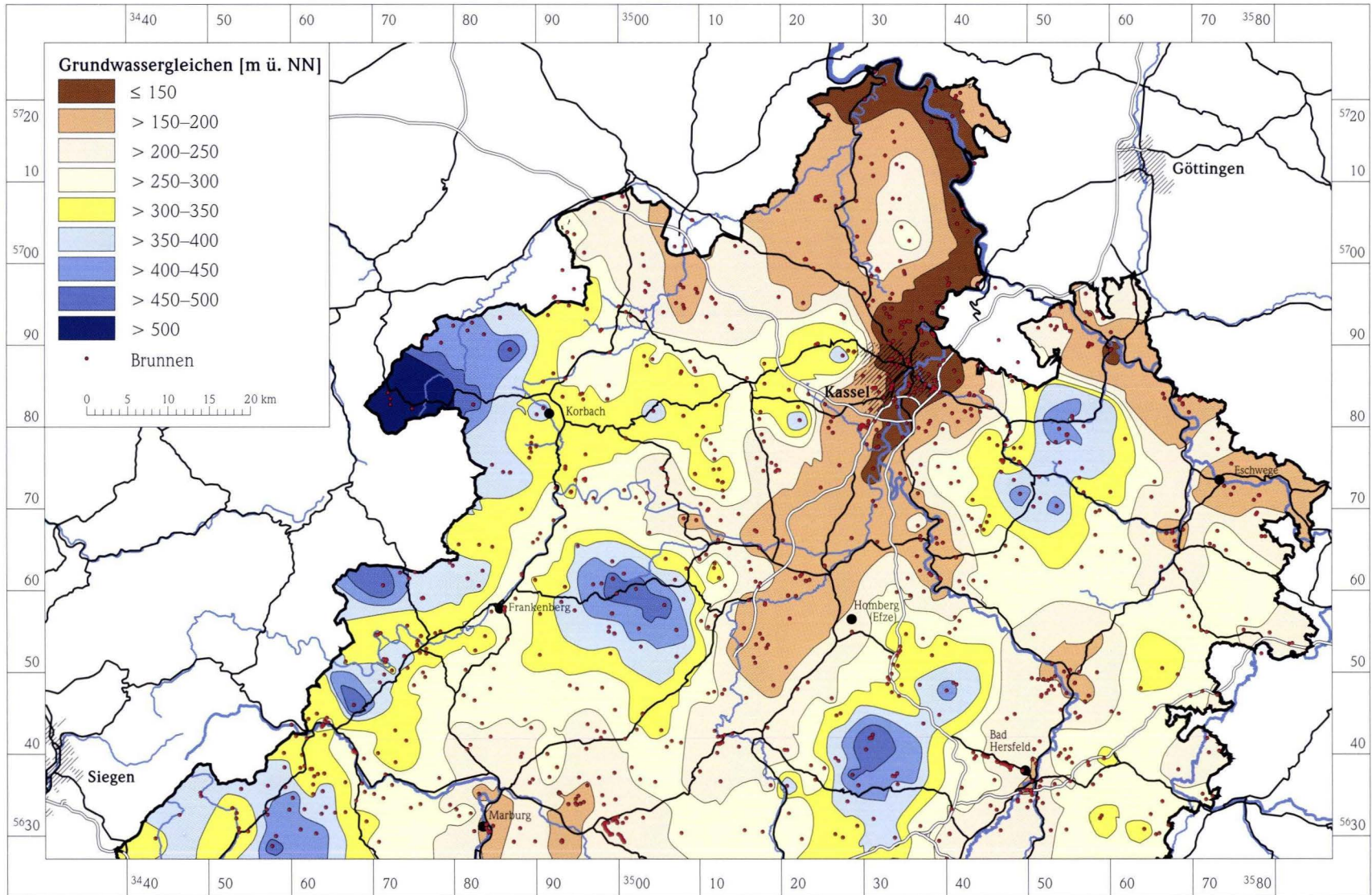


Abb. 1. Grundwassergleichen.

ist festzustellen, dass die Öffnungsweite in der Regel mit der Tiefe unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit als Folge des Überlagerungsdrucks abnimmt.

Störungen sind vor allem in kompetenten (harten) Schichten für die Grundwasserbewegung von Bedeutung, da in solchen Gesteinspartien die Brüche oftmals klaffen oder mit mittel- bis grobklastischem Material verfüllt sind. In Grabenzonen, wie z.B. im Bereich des Kasseler Grabens, kann das Gestein im Bereich von Störungen sogar so intensiv zerschert sein, dass es einem Porengrundwasserleiter geringer Ergiebigkeit vergleichbar ist. In Wechselfolgen von kompetenten und inkompetenten Schichten ist meist eine Füllung aus mehr oder weniger kleinstückig zerbrochenem Sandstein sowie schluffig-sandig zerriebenen Feinanteilen in die Störungszone hineingeschleppt. Hydrogeologisch von Bedeutung sind nur Störzonen in überwiegend kompetenten Schichten. Störzonen in inkompetenten (weichen) Schichten sind deshalb häufig nur wenig durchlässig.

Bei Lockergesteinen lassen bereits Laborproben auf Porosität und Durchlässigkeit größerer Teile eines Grundwasserkörpers schließen; deren Ergebnisse sind bis zu einem gewissen Grad auch für größere Grundwasserkörper repräsentativ. Dagegen sind Einzelproben von Festgesteinen nie repräsentativ für die Wasserführung größerer Gesteinskomplexe. Ein Probenkörper aus Granit oder Basalt, aber auch aus Sandstein oder Kalkstein ist praktisch wasserundurchlässig, der Gesteinsverband mit seinen Trennflächen dagegen deckt die Bandbreite von fast undurchlässig bis durchlässig ab. Schichtfugen, tektonische Trennfugen und vor allem tektonische

Zerrüttungszonen, die ganz besondere Vorzugsrichtungen zeigen, machen Festgesteine anisotrop, d.h. richtungsabhängig durchlässig. Ihre Durchlässigkeit ist somit nur im Feld-(Groß-)versuch über länger andauernde Pumpversuche (zeitlich begrenzte, kontrollierte Entnahme von Grundwasser aus einem oder mehreren Brunnen) zu ermitteln.

Der (durchflusswirksame) nutzbare Hohlraumanteil der Trennfugen wird in Gesteinen des hessischen Buntsandsteins auf höchstens 1–2 % (MATTHESS & THEWS 1963) geschätzt. Im Allgemeinen wird der nutzbare Hohlraumanteil in sandig-schluffigen Festgesteinen bei rd. 1 % liegen, in kalkig-dolomitischen Gesteinen oft darüber, bei geringer tektonischer Beanspruchung kann er – insbesondere bei magmatisch/metamorphen Tiefengesteinen – auch darunter liegen, in größeren Tiefen – z.B. bei Plutoniten – auch gegen Null gehen. In stark gestörten Klüftzonen dagegen können Hohlraumvolumina von mehr als 2 % auftreten, aber auch deutlich höhere Werte wurden – insbesondere in verkarsteten Gebieten oder bei Wechselagerungen von basaltischen Gesteinen mit Tuffen (z.B. im Vogelsberg) – beobachtet. Vergleichsweise haben Lockergesteine (z.B. Sande, sandige Kiese) nutzbare Hohlraumvolumina bis 20 % und mehr des Gesteinsvolumens, also rd. das 10-fache von Festgesteinen.

Die Gebirgsdurchlässigkeiten variieren in weiten Grenzen: von $k_f = 10^{-8}$ m/s in Tonsteinen tektonisch gering beanspruchter Gebirgspartien bis zu 10^0 m/s in geklüfteten Kalken und Sandsteinen; im Karst kann der Wert noch höher sein. Die Bandbreite beträgt also mehr als acht Zehnerpotenzen, „waserdichte“ Gesteine gibt es nicht.

3. Datenbasis und Mittelwerte wichtiger hydrogeologischer Kennwerte

Für die vorliegende Arbeit wurden Pumpversuchsdaten von 1 045 Bohrungen aus Nord- und Mittelhessen ausgewertet (TK 25, Bl. 4322 Bad Karlshafen bis Bl. 5126 Vacha, d.h. vom äußersten Norden Hessens bis etwa auf die Höhe von Marburg im Süden). Über die Hälfte aller ausgewerteten Bohrungen wurden in den Schichten des Mittleren Buntsandsteins abgeteuft. Eine Übersicht über die Verteilung der ausgewerteten Bohrungen auf die verschiedenen Formationen sowie Mittelwerte für den Durchlässigkeitsbeiwert ($\emptyset k_f$), die Grund-

wasserentnahme ($\emptyset Q$) – soweit sinnvoll möglich, ansonsten Extremwerte – als auch das Leistungs-Absenkungs-Verhältnis ($\emptyset Q/A$) der einzelnen Formationen gibt Tab. 1.

Die rechnerische Abschätzung der k_f -Werte wurde nach SCHAFT & RAMBOW (1984: 239) vorgenommen [Einheit: m/s], das Leistungs-Absenkungs-Verhältnis als Quotient von Grundwasserentnahme und dem Betrag der Absenkung im Brunnen [Einheit: $l/(s \cdot m)$] bestimmt.

4. Hydrogeologische Übersichtskarten

Für größere geologische Einheiten lassen sich punktbezogene hydrogeologische Daten über die Bildung gleitender Mittelwerte regionalisieren und mit statistisch abgesicherter Wahrscheinlichkeit auch kartografisch darstellen. Besondere Aufmerksamkeit erfuhr hier – neben hydrochemischen Daten – insbesondere die Darstellung von Grundwassergleichen. Aber auch Werte für den Gebirgsdurchlässigkeitsbeiwert (k_f -Wert),

die Grundwasserentnahme (Q) oder das Leistungs-Absenkungs-Verhältnis (Q/A) lassen sich bei Betrachtung einer relativ großen Anzahl von Einzelergebnissen auf gleiche Weise in die Fläche übertragen. Die nachfolgenden Darstellungen beziehen sich auf das jeweilige Hauptgrundwasserstockwerk.

Bei der Bewertung der mitgeteilten Ergebnisse (k_f -Wert, Q und Q/A) ist zu berücksichtigen, dass die ausgewerteten

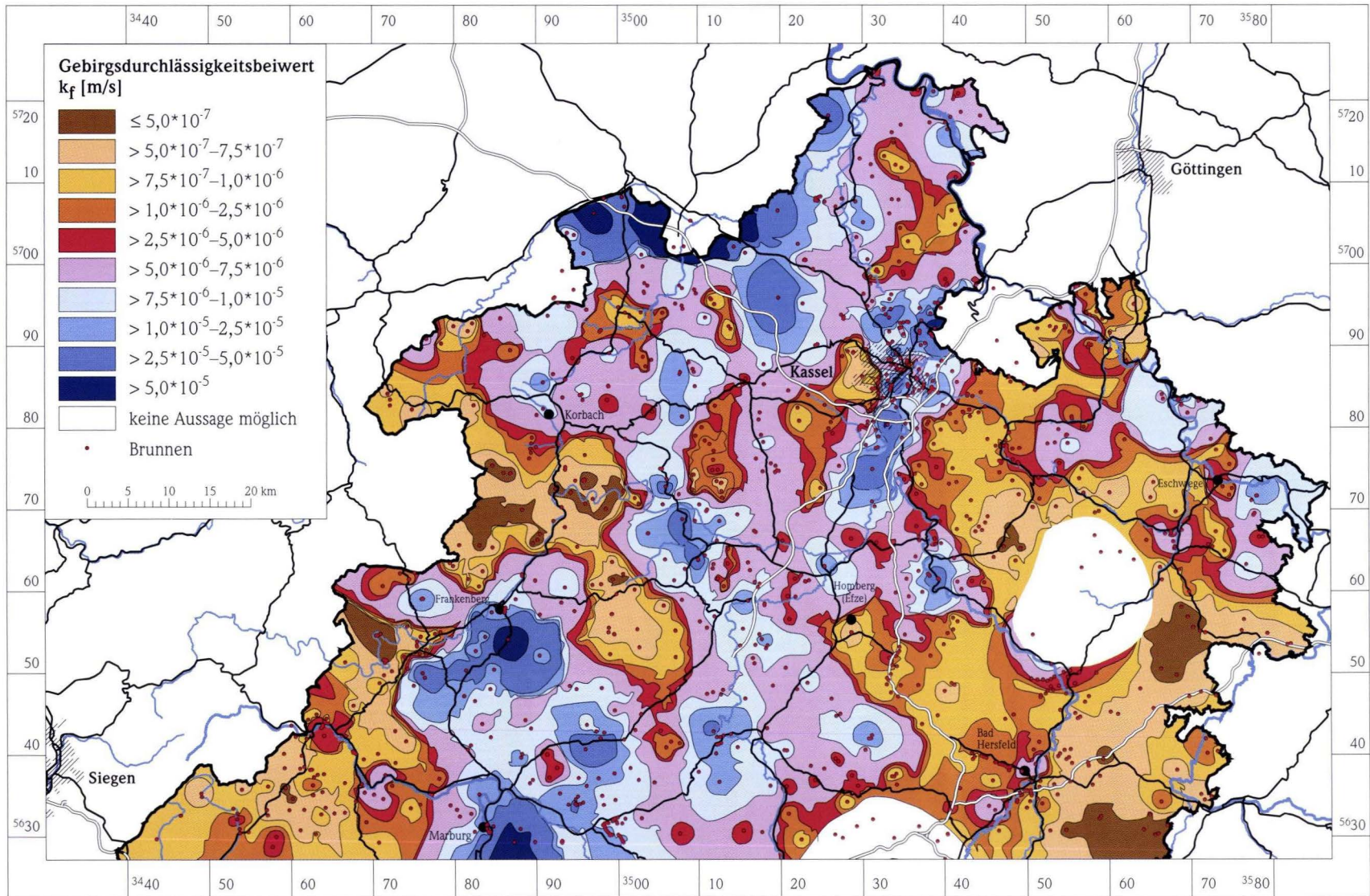


Abb. 2. Gebirgsdurchlässigkeitsbeiwert.

Pumpversuche nicht immer bis zum Erreichen eines quasi-stationären Zustandes gefahren wurden; oftmals weil die gepumpten Wassermengen dem Auftraggeber ausreichend erschienen oder das Erreichen eines quasi-stationären Zustandes – z.B. in gespannten Grundwasserleitern – zu lange gedauert hätte und die den Berechnungen zugrunde gelegten Entnahmemengen dadurch teilweise zu hoch waren. Durch Verwendung dieser manchmal etwas zu hohen Entnahmemengen können berechnete Kennwerte im Einzelfall ebenfalls zu hoch sein. Bei Betrachtung gleitender Mittelwerte egalieren sich diese Fehler in den Kartendarstellungen allerdings teilweise wieder. **Alle vier Kartendarstellungen sind deshalb als generalisierte Übersichtsdarstellungen zu verstehen, aus denen keine punktbezogenen Daten für Einzelprojekte abgeleitet werden können.**

Die Bezeichnung der hydrogeologischen Einheiten erfolgte nach SCHRAFT et al. (2002).

4.1 Übersichtskarte der Grundwassergleichen [m ü. NN]

Die Karte der Grundwassergleichen (Abb. 1) gibt die großräumige Lage der Grundwasseroberfläche in generalisierter Form wieder. Dargestellt werden Linien gleicher Höhenlage des Grundwasserstandes bzw. bei gespannten Grundwasserleitern gleicher Grundwasserdruckhöhe, d.h. gleichen hydraulischen Potentials. Unterschiedliche hydraulische Potentiale zeigen dabei Fließvorgänge im Grundwasserleiter an. Grundwasser fließt also nur dann durch Hohlräume eines Grundwasserleiters, wenn Potenzialdifferenzen bestehen. Die Form der

Grundwasseroberfläche bzw. -druckfläche ist somit Ausdruck von Bewegungsvorgängen im Grundwasser.

Aus der Grundwassergleichenkarte lassen sich halbquantitative Ableitungen vornehmen: Über den Abstand zwischen zwei Grundwassergleichen, gemessen entlang der senkrecht zu den Gleichen stehenden Verbindungslinie und ihrem Höhenunterschied, ergibt sich das Gefälle der Grundwasseroberfläche bzw. -druckfläche, die Verbindungslinie in Richtung des Gefälles zeigt die Grundwasserfließrichtung an. Der Abstrom des Grundwassers erfolgt also in Richtung des stärksten Gefälles, d.h. senkrecht zu den Grundwassergleichen. Eine enge Scharung der Grundwassergleichen bedeutet demnach: ein hohes Gefälle (J), einen geringen Durchlässigkeitsbeiwert (k_f -Wert), eine geringe Grundwasser-Abstandsgeschwindigkeit (v_a) und einen geringen Grundwasserabfluss (Q) und somit auch ein kleines Leistungs-Absenkungs-Verhältnis (Q/A). Bei bekanntem k_f -Wert und aus dem Grundwassergleichenplan abgelesenem hydraulischen Gradienten (J) lässt sich ferner die (fiktive) Filtergeschwindigkeit (v_f) nach DARCY bestimmen ($v_f = k_f \cdot J$), in Verbindung mit dem durchflusswirksamen Hohlraumanteil (n_f) kann dann auch die Abstandsgeschwindigkeit (v_a) [m/s] ermittelt werden ($v_a = v_f/n_f$). Ist zusätzlich noch der Querschnitt des Grundwasserleiters bekannt, so lässt sich der in der Zeiteinheit und auf die Einheit des Querschnitts des Grundwasserleiters abströmende Grundwasserabfluss [m^3/s] nach $Q = k_f \cdot J \cdot F$ bestimmen, mit F als Grundwasserleiterquerschnitt in m^2 .

In den Mittelgebirgen Hessens herrschen im Allgemeinen effluente Abflussverhältnisse vor, d.h. das Grundwasser fließt – jeweils senkrecht zu den Grundwassergleichen – zum Vorfluter und speist in diesen ein. Die Grundwassergleichen in den Tälern liegen dann auf der morphologischen Höhe der Vorfluter. Bei guter Gebirgsdurchlässigkeit der grundwasserleitenden Schichten ist der Anstieg der Grundwasseroberfläche in Richtung topographisch höher liegender Gebiete nur sehr gering, in Regionen mit schlechter Gebirgsdurchlässigkeit dementsprechend steil.

Bei starker Wasserförderung und damit einhergehender starker Absenkung der Grundwasseroberfläche des Hauptgrundwasserleiters kann der Hauptvorfluter aber auch ganzjährig schwebend über dem Hauptgrundwasserleiter fließen und – bei nicht kol-

Tab. 1. Mittelwerte wichtiger hydrogeologischer Kennwerte.

Formation	Anzahl der Bohrungen		Durchlässigkeitsbeiwert ($\emptyset k_f$) [m/s]	Grundwasserentnahme (min./ max./ $\emptyset Q$) [l/s]	Leistungs-Absenkungs-Verhältnis ($\emptyset Q/A$) [l/(s*m)]
	[n]	[%]			
Tertiär	49	4,69	$2,6 \cdot 10^{-6}$	0,02/33,9/–	0,117
Muschelkalk	25	2,39	$1,2 \cdot 10^{-5}$	0,5/33,3/5,9	0,510
Mittlerer Buntsandstein	538	51,48	$2,2 \cdot 10^{-6}$	0,04/150/15,1	0,622
Mittlerer/Unterer Buntsandstein	55	5,26	$1,1 \cdot 10^{-6}$	0,5/36,1/8,3	
Unterer Buntsandstein	141	13,49	$1,0 \cdot 10^{-6}$	0,2/34,7/6,9	0,157
Zechstein	73	6,99	$8,2 \cdot 10^{-6}$	0,3/71,7/10,1	0,561
Unterkarbon	83	7,94	$3,4 \cdot 10^{-7}$	0,1/8,5/1,9	0,035
Oberdevon	33	3,16	$6,6 \cdot 10^{-7}$	0,09/15,5/4,0	0,071
Mitteldevon	48	4,60	$6,6 \cdot 10^{-7}$	0,1/17,5/3,3	0,068
Σ	1045	100			

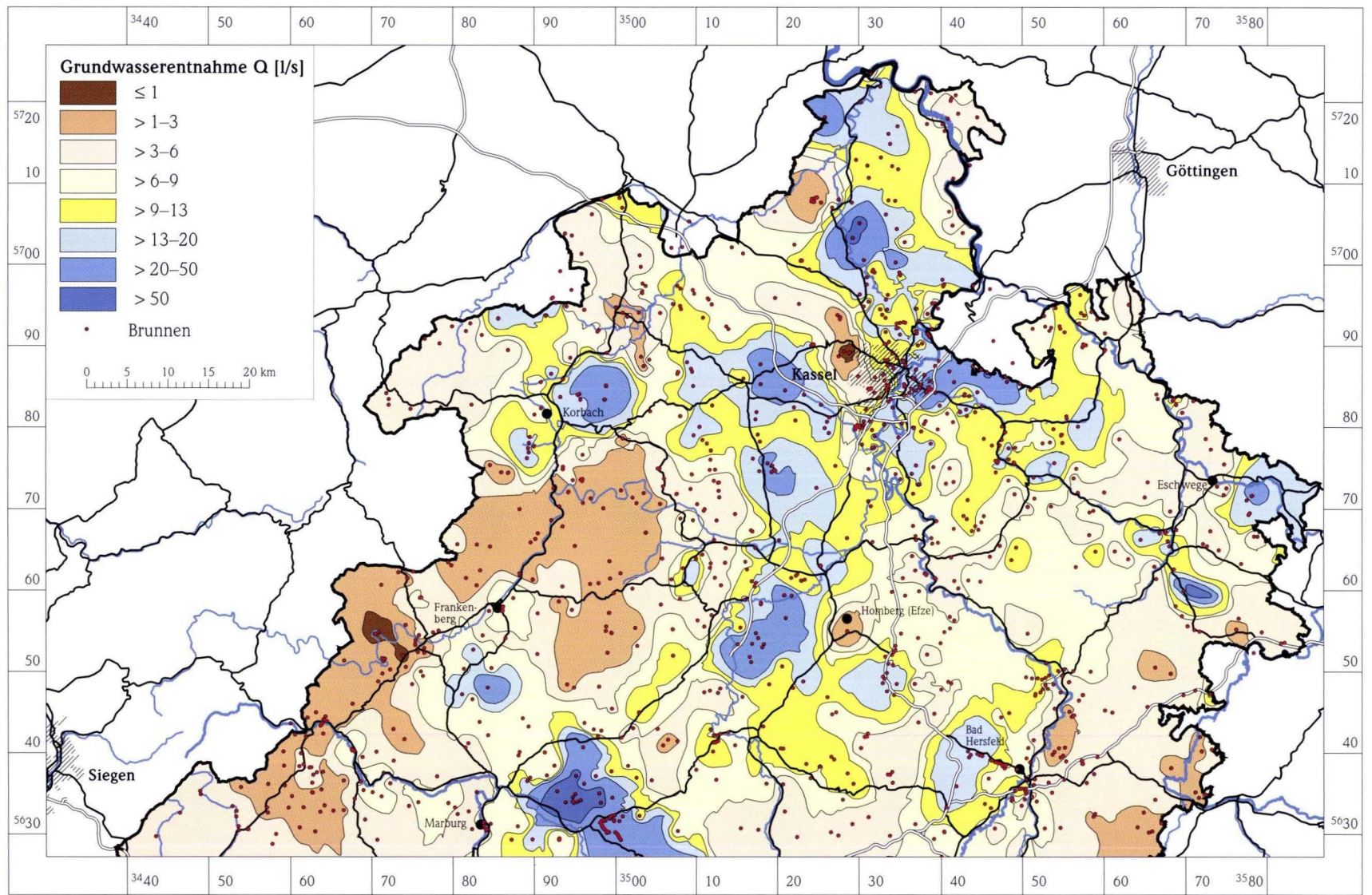


Abb. 3. Grundwasserentnahme.

matiertem Flussbett – in das Grundwasser infiltrieren (influyente Verhältnisse). Der Grundwassergleichenplan zeigt in diesen Fällen eine teilweise um bis zu mehrere 10-er Meter unter dem morphologischen Niveau des Hauptvorfluters liegende Grundwasseroberfläche an. Im Einzugsgebiet dieses Vorfluters neu gebildetes Grundwasser tritt teilweise weit unterstrom vom Ort seiner Bildung/Versickerung in den Vorfluter über (z.B. Niederhessische Senke im Raum Kassel). Eine Korrelation der Wasserstandsganglinie des Flusses mit dem Grundwassergang kann im Einzelfall bis über 10 km nachgewiesen werden (MATTHESS & UBELL 2003: 473). Kleinere Bäche versiegen bei solchen Verhältnissen in den Herbstmonaten oftmals vollständig (z.B. Kaufunger Wald).

Dementsprechend treten in Abb. 1 bezogen auf m ü. NN die tiefsten Grundwasserstände (< 100 m ü. NN) in den Bereichen auf, in denen das Grundwasser das Bearbeitungsgebiet verlässt; dies erfolgt im Flussgebiet von Fulda und Werra im Raum Kassel sowie östlich des Reinhardswaldes und im Flussgebiet der Lahn (< 180 m ü. NN) südlich von Marburg. Die höchsten Grundwasserstände bezogen auf m ü. NN (> 600 m ü. NN in der Umgebung von Willingen) sind demnach auch folgerichtig in morphologisch hochgelegenen Brunnen der gering durchlässigen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges (Upland, Ederbergland und Kellerwald) sowie des Unteren Buntsandsteins des Osthessischen Buntsandsteingebietes (> 500 m ü. NN) beobachtet worden.

4.2 Übersichtskarte des Gebirgsdurchlässigkeitsbeiwertes k_f [m/s]

Die Karte der Gleichen des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f (Abb. 2) gibt erste Hinweise auf die regionale Struktur der hydraulischen Leitfähigkeit der grundwasserleitenden Gesteine: Blaue und violette Farben signalisieren eine gute Durchlässigkeit, in Gebieten mit orangen und braunen Farbtönen ist die Grundwasserbewegung dagegen oft deutlich eingeschränkt. Große Abstände der Gleichen, d.h. große zusammenhängende Flächenanteile gleicher Farbe sprechen für einen in seinen hydraulischen Eigenschaften relativ homogenen Grundwasserleiter, der bei k_f -Werten $> 10^{-6}$ m/s im Allgemeinen auch eine wirtschaftlich sinnvolle Wasserversorgung ermöglicht. Laufen die Isolinien des k_f -Wertes dagegen dicht zusammen – was eine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit auf kürzere Entfernung darstellt –, so ist dies ein deutlicher Hinweis auf eine abdichtende Störung. Wenn an gleicher Stelle auch die Grundwassergleichen zusammenlaufen, muss von einer hydraulisch wirksamen Störungszone ausgegangen werden. Größere Flächen mit k_f -Werten unter 10^{-6} m/s sind für eine überregional ausgelegte Grundwassergewinnung meist weniger geeignet bis ungeeignet. Hier lassen sich nur Erschließungsmaßnahmen für Ortsteile einzelner Gemeinden mit sehr bescheidenen Erschließungszielen verwirklichen.

Die Karte der k_f -Wert-Verteilung (Abb. 2) zeigt, dass in den meisten hydrogeologischen Teileinheiten des Untersuchungsgebietes (SCHRAFT et al. 2002) die für eine regionale (blaue und violette Farbtöne), zumindest aber für eine lokale Wasserversorgung (rote bis orange Farben) erforderliche Gebirgsdurchlässigkeit gegeben ist. Als Strukturen mit besonders hoher hydraulischer Durchlässigkeit der grundwasserleitenden Schichten sind erkennbar:

- die Hessische Senke von Ziegenhain (im Süden) bis zum Kasseler Graben (im Norden), insbesondere die Niederhessische Senke im Großraum Kassel,
- die zur Borgentreicher Keupermulde hin einfallenden Schichten (u.a. Nether-Scholle) mit der Zierenberger Scholle,
- die Zechsteinumrandung des Kellerwaldes bei Bergheim und Bad Wildungen sowie im Raum Korbach,
- die Frankenberger Bucht mit dem Kellerwald,
- das Wohratal sowie
- das Amöneburger Becken östlich von Marburg.

Im Westen (Rheinisches Schiefergebirge) wie im Osten (Richelsdorfer Gebirge und Werra-Kali-Gebiet) ist das Untersuchungsgebiet durch Flächen mit geringen Gebirgsdurchlässigkeitsbeiwerten (braune Farben) gekennzeichnet.

Geologisch-hydrogeologische Großeinheiten treten in dieser Darstellung deutlich hervor: so ist im Westen das Rheinische Schiefergebirge mit dem Kellerwald deutlich zu erkennen, auch das osthessische Buntsandsteingebiet lässt sich gut umgrenzen. Aber auch kleinere Strukturen wie die Hessische Senke, das Amöneburger Becken, der Kellerwald sowie die Zierenberger und Nether-Scholle sowie die Umrandung der Borgentreicher Keupermulde zeichnen sich ab.

4.3 Übersichtskarte der Grundwasserentnahme Q [l/s]

Die Karte der Gleichen der Grundwasserentnahme Q (Abb. 3) zeigt besonders Grundwasser-höfliche Gebiete an (blaue Farben). Aber auch Gebiete, in denen es aus geologischen Gründen Probleme mit der Wasserversorgung gibt, sind zu erkennen (braune, orange Farben). Dargestellt wird die mittlere Leistung einer Bohrung im örtlichen Hauptgrundwasserleiter, wobei für eine Übersichtskarte nicht nach Bohrtiefe, Bohrdurchmesser, Ausbau oder Absenkung des Ruhewasserspiegels – für die örtliche Erschließung durchaus wichtige Angaben – differenziert werden konnte. Es wird nur unterstellt, dass die Bohrung unter wirtschaftlichen Gesichtspunkten niedergebracht und betrieben wird.

So erweisen sich in dieser Darstellung die von tertiären und quartären Sedimenten überlagerten Schichten des Mittleren Buntsandsteins in der Hessischen Senke, die unter die Zierenberger Scholle abtauchenden Basis-Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins am Westrand des Reinhardswaldes, der

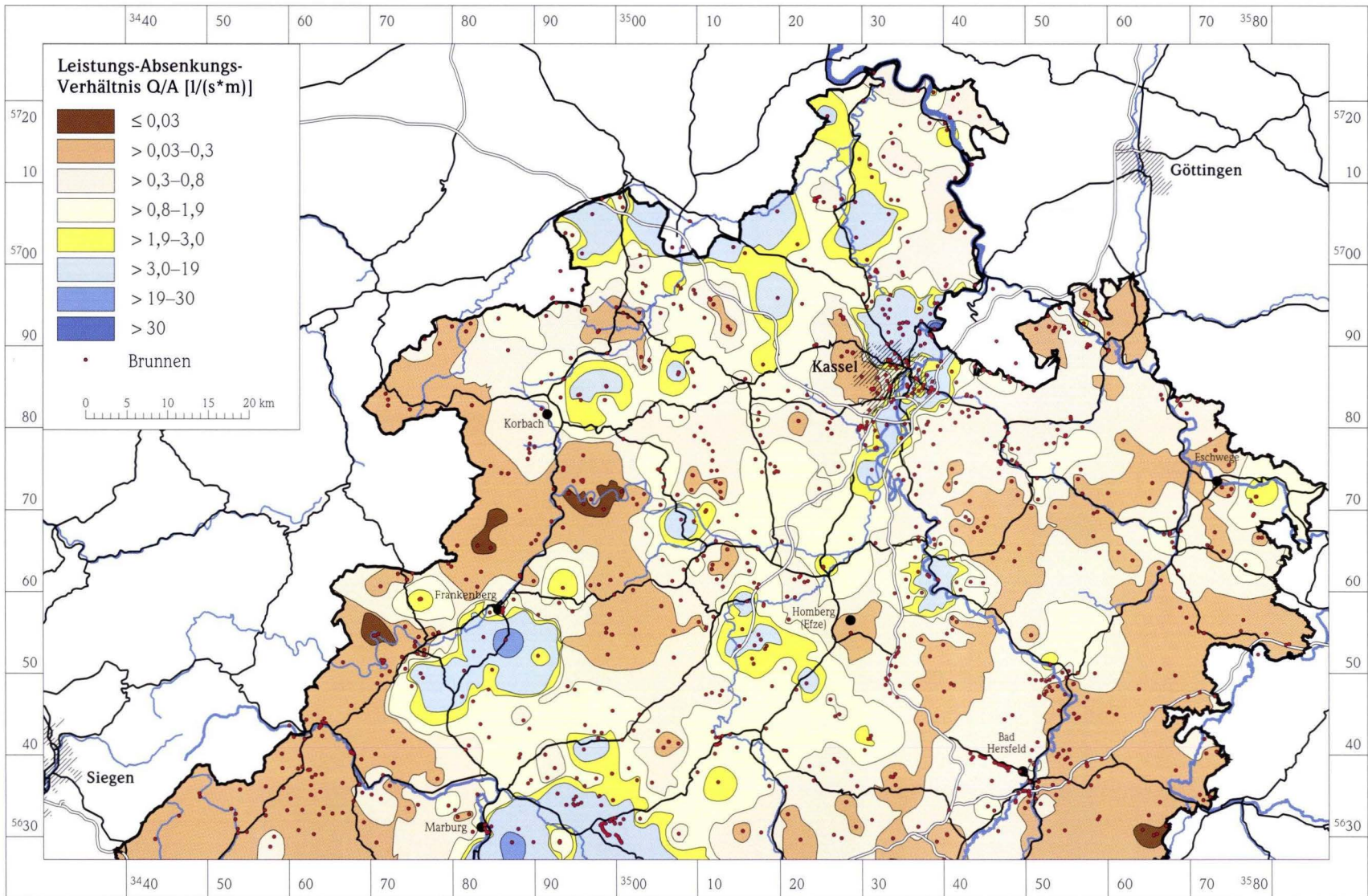


Abb. 4. Leistungs-Absenkungs-Verhältnis.

Kasseler Graben und die Itha-Scholle sowie das Amöneburger Becken und der Burgwald als ergiebige Grundwasservorkommen in den Schichten des Buntsandsteins. Aber auch die Meininghausener, Ense- und Vasbecker Scholle mit ihren im Zechstein stehenden Brunnen lassen sich als hervorragende Fördergebiete erkennen. Im Osthessischen Buntsandsteingebiet stellen insbesondere der Bereich des Kaufunger Waldes sowie die Region östlich von Eschwege wichtige Fördergebiete dar. Auch die zahlreichen Grabenstrukturen wie der Altmorschen-Lichtenauer, der Kirchheimer oder der Bad Hersfelder Graben werden als wichtige Gebiete für die lokale Wassererschließung erkennbar.

Als Grundwassermangelgebiete fallen auch hier das Rheinische Schiefergebirge im Westen sowie das Richelsdorfer Gebirge und das Werra-Kaligebiet im Osten auf, letzteres insbesondere deshalb, weil hier die Nutzung örtlich durch die geogene Beschaffenheit des Grundwassers eingeschränkt wird.

4.4 Übersichtskarte des Leistungs-Absenkungs-Verhältnisses Q/A [$l/(s \cdot m)$]

Die Karte der Gleichen des Leistungs-Absenkungs-Verhältnisses Q/A (Abb. 4) lässt Gebiete erkennen, in denen eine besonders wirtschaftliche, aber auch eine unwirtschaftliche Grundwasserförderung erfolgt: Je größer die Verhältniszahl, d.h. je größer die geförderte Leistung pro Meter Absenkung ist, umso wirtschaftlicher lässt sich ein Brunnen betreiben. Wenn z.B. zur Förderung eines Volumenstroms von 5 l/s der Ruhewasserspiegel in einem Brunnen um 10 m [$Q/A = 0,5 l/(s \cdot m)$], in einem anderen aber um 100 m [$Q/A = 0,05 l/(s \cdot m)$] abgesenkt werden muss, ist erkennbar, dass der erste

Brunnen sowohl geringere Baukosten erforderte (geringere Bohrtiefe) als auch niedrigere Betriebskosten (geringere Förderhöhe und damit geringere Stromkosten) aufweist, der Brunnen somit deutlich kostengünstiger betrieben werden kann. Vergleiche sind allerdings nur zwischen Brunnen in gleicher geologischer Position zulässig. Alle Brunnen einer solchen definierten geologischen Einheit, die eine bestimmte, für das Gebiet repräsentative Verhältniszahl überschreiten, gelten dann als wirtschaftlich, alle niedrigeren als unwirtschaftlich. Die absoluten Werte ohne Berücksichtigung der Geologie sind also nicht vergleichbar.

Als Gebiete mit besonders großem Leistungs-Absenkungs-Verhältnis erweisen sich wiederum die Niederhessische Senke im Raum Kassel, die Zierenberger Scholle und die Umrandung der Borgentreicher Keupermulde mit der Nether-Scholle, die Frankenger Bucht mit dem Burgwald, das Amöneburger Becken, die nordhessischen Zechstein-Gebiete (Ense- und Meininghausener Scholle) sowie das Fuldata um Malsfeld.

Als besonders unwirtschaftliche Fördergebiete können auch in dieser Darstellung das Rheinische Schiefergebirge mit dem Kellerwald sowie der Osthessische Buntsandstein, hier insbesondere wieder das Richelsdorfer Gebirge, das Werra-Kaligebiet sowie die östliche Grabenschulter des Altmorschen-Lichtenauer-Grabens erkannt werden.

Danksagung: Die aufwändige Datenerfassung für vorliegende Arbeit übernahm dankenswerterweise Frau Annette Hoffmann, Marburg. Die GIS-Bearbeitung der Abbildungen wurde von Frau Michaela Hoffmann, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, mit großem Engagement ausgeführt.

5. Schriftenverzeichnis

- HÖLTING, B. (1981): Hydrogeologische Probleme bei der Wassererschließung in Klufgrundwasserleitern. – bbr, **1981** (5): 195–198; Bonn.
- KARRENBERG, H. (1981): Hydrogeologie der nicht verkarstungsfähigen Festgesteine. – 284 S.; Wien (Springer).
- MATTHESS, G. & THEWS, J.-D. (1963): X. Hydrogeologie. – In: LAEMMLEN, M. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5223 Queck: 327 S., 21 Abb., 7 Tab., 13 Diagr., 22 Textprof., 18 Taf.; Wiesbaden.
- MATTHESS, G. & UBELL, K. (2003): Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt. – Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. **1**, 2. überarb. und erw. Aufl.: 575 S., 249 Abb., 83 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- SCHRIFT, A. & RAMBOW, D. (1984): Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein in Osthessen. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 235–261, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRIFT, A., FRITSCHKE, J.-G., HEMFLER, M., MITTELBACH, G., RAMBOW, D. & TANGERMANN, H. (2002): Die hydrogeologischen Einheiten Nordhessens, ihre Grundwasserneubildung und ihr nutzbares Grundwasserangebot (Ldkrs. Waldeck-Frankenberg, Kassel, Schwalm-Eder, Werra-Meißner, Hersfeld-Rotenburg, Fulda und Stadt Kassel). – Geol. Jb. Hessen, **129**: 27–53, 9 Tab., 1 Anl.; Wiesbaden.
- UDLUFT, P. (1972): Bestimmung des entwässerbaren Kluftraumes mit Hilfe des Austrocknungskoeffizienten nach Mailliet, dargestellt am Einzugsgebiet der Lohr (Nordost-Spessart). – Z. Deutsch. Geol. Ges., **123**: 53–63, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 22.11.2004, angenommen am 8.12.2004

WIGHART VON KOENIGSWALD¹, KENNETH D. ROSE², LANCE GRANDE³ & ROBERT D. MARTIN³

Die Lebensweise eozäner Säugetiere (Pantolestidae und Apatemyidae) aus Messel (Europa) im Vergleich zu neuen Skelettfunden aus dem Fossil Butte Member von Wyoming (Nordamerika)

Kurzfassung

Im Fossil Butte Member der Green River Formation in Wyoming (USA) sind erstmals Skelette von *Palaeosinopa* (Pantolestidae) und *Apatemyis* (Apatemyidae) gefunden worden, die nun in Bezug auf ihre ökologischen Spezialanpassungen mit den zwar etwas jüngeren, aber doch sehr ähnlichen Skeletten aus Messel verglichen werden können. *Palaeosinopa* zeigt auch

die für *Buxolestes* aus Messel angenommene semiaquatische Lebensweise. Ebenso zeigt auch *Apatemyis* die für *Heterohyus* aus Messel postulierte hohe Spezialisierung in der Nahrungsbeschaffung auf holzbohrende Insekten. Diese Ähnlichkeit ist umso bedeutender, als zu dieser Zeit Europa und Nordamerika schon deutlich getrennt waren.

Abstract

The Fossil Butte Member of the Green River Formation of Wyoming (USA) produced for the first time entire skeletons of non-chiropteran mammals which can be compared in their specific adaptations with skeletons of similar taxa from Messel (Germany). Messel is stratigraphically somewhat younger. The comparison confirms the postulated semiaquatic way of life for

Buxolestes and *Palaeosinopa*. With *Heterohyus* from Messel, *Apatemyis* from Fossil Butte shared the high specialization in foraging on wood-boring insects. This ecological similarity is very significant since at that time Europe and North America were separated by plate tectonics.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	44
2. Fundorte	44
2.1 Messel bei Darmstadt	44
2.2 Fossil Butte Member in Wyoming	45
3. Pantolestiden	46
3.1 Material	46
3.1.1 Funde aus der Grube Messel	46
3.1.2 Funde aus Fossil Butte	48
3.2 Lebensweise der Pantolestiden	48
4. Apatemyiden	49
4.1 Material	49
4.1.1 Funde aus der Grube Messel	49
4.1.2 Skelett aus Fossil Butte	49
4.2 Lebensweise der Apatemyiden	49
5. Palaeogeographischer Rahmen	52
6. Schriftenverzeichnis	53

¹ Prof. Dr. W. von Koenigswald (e-mail: koenigswald@uni-bonn.de), Institut für Paläontologie der Universität Bonn, Nussallee 8, D-53115 Bonn

² Prof. Dr. K.D. Rose (e-mail: kdrose@jhmi.edu), Center for Functional Anatomy & Evolution, Johns Hopkins University, School of Medicine, 1830 East Monument Street, Baltimore, MD 21205 USA

³ Dr. L. Grande (e-mail: lgrande@fmnh.org), Prof. Dr. R.D. Martin (e-mail: rdmartin@fieldmuseum.org), Field Museum of Natural History, 1400 Lake Shore Drive, Chicago IL 60605-2496, USA

1. Einleitung

Die Überlieferung vollständiger Wirbeltierskelette macht die besondere Qualität der Fossilagerstätte Messel aus. Die Skelettfunde aus Messel haben für viele Säugetiergruppen erstmals einen Einblick in die besonderen Anpassungen im postcranialen Bereich und damit in die spezielle Lebensweise ermöglicht. Derartige Informationen bieten nur ganz wenige Fundstellen, und deswegen sind auch nur für relativ wenige Säugetiere verlässliche Rekonstruktionen der Lebensweise vorhanden. Diese sind aber gerade dort besonders interessant, wo die ganze Tiergruppe ausgestorben ist. Man ist immer versucht, wenn keine weiteren Informationen vorliegen, die für eine Art erschlossene Lebensweise auf alle verwandten Arten, ja auf die ganze Tiergruppe zu übertragen. Hier liegt natürlich ein großer Unsicherheitsfaktor. Deswegen ist es besonders wichtig, wenn die Lebensweise einer anderen Art aus der näheren Verwandtschaft am Skelett überprüft werden kann. Als einzige Fundstelle mit mehr oder weniger vollständigen Skeletten bot sich zunächst das Geiseltal bei Halle an, das ja nur wenig jünger als Messel ist. Zu Beginn der Intensivierung der Messelforschung, Ende der siebziger Jahre, waren die faunistischen Ähnlichkeiten zum Geiseltal noch sehr untergeordnet. In der Folge wurde eine zunehmende Zahl von zumindest ähnlichen Taxa in beiden Faunen erkannt. Aber für die Frage der speziellen Lebensweise einzelner Taxa konnte der Vergleich mit dem Geiseltal leider nicht viel beitragen, weil dort die Erhaltungs- und Bergungsbedingungen nicht günstig genug waren.

Jetzt ist eine andere Fossilagerstätte in das Blickfeld gerückt, nämlich das Fossil Butte Member aus Wyoming. Diese

Fundstelle, die in das obere Untereozän einzustufen und damit älter als Messel ist, wurde durch ihren ungeheuren Reichtum an Fischen berühmt. In zwei Lagen liegen sie so dicht, dass dort ein kommerzieller Abbau auf Fische stattfindet. Säugetiere waren – und sind auch heute noch – sehr selten. Für lange Zeit war die berühmte Fledermaus *Icaronycteris index* (JEPSEN 1966) das einzige Säugetier in dieser Fundstelle. Ein einziger der vielen Steinbrüche dieser Lagerstätte hat in den letzten Jahrzehnten aber mehrere Säugetierskelette geliefert. Zwei Gattungen davon, *Palaeosinopa* (Pantolestidae) und *Apatemys* (Apatemyidae), können hier vorgestellt werden. In Fossil Butte sind die Knochen – im Gegensatz zu Messel – nicht zerdrückt und lassen daher noch bessere Rückschlüsse auf die Lebensweise zu. Beide Familien sind auch in Messel mit Skeletten überliefert, die sowohl für *Buxolestes* (Pantolestidae) wie für *Heterohyus* (Apatemyidae) eine sehr spezielle Lebensweise erkennen ließen. Die Funde aus Fossil Butte erlauben einen Vergleich mit verwandten, aber räumlich und zeitlich weit entfernten Formen. Damit wird es möglich, mit weit größerer Sicherheit abzuschätzen, ob die in Messel beobachteten Spezialanpassungen auf die gesamte Familie übertragen werden können.

Die Skelette von *Palaeosinopa* und *Apatemys* werden an anderer Stelle detailliert beschrieben (ROSE & KOENIGSWALD im Druck, KOENIGSWALD et al. im Druck). Hier wird ein Überblick gegeben, der auf der Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft 2004 vorgetragen wurde.

2. Fundorte

2.1 Messel bei Darmstadt

Die Forschungsbohrung in der Grube Messel bei Darmstadt (Georef: 49° 55' Nord, 08° 46' Ost) hat den Beweis erbracht, dass die Seesedimente von Messel in einem vulkanischen Becken, einem Maar, abgelagert wurden (HARMS et al. 2003). Jüngste numerische Altersbestimmungen ergaben, dass die Eruption vor etwa 47,8 Mio. Jahren erfolgte (MERTZ et al. im Druck). Das bestätigt die faunistische Einstufung in das Lutetium (mittleres Eozän) für Messel. Es ist die Typuslokalität für die Säugetierzone MP 11 des Paleogens (FRANZEN & HAUBOLD 1987) (Abb. 1).

Durch die intensiven Grabungen seit 1975 wurde die überaus reiche Fauna und Flora aus Messel bekannt, die in vielen Einzelarbeiten beschrieben wurde. Eine aktuelle Liste der nachgewiesenen Arten an Wirbeltieren geben MORLO et al. (2004). Danach sind derzeit die Fische mit 8 Arten, die Amphibien mit 5, die Reptilien mit 31, die Vögel mit 43 und die Säugetiere mit 45 Arten vertreten. Damit dürfte aber der Artbestand noch keineswegs vollständig erfasst sein. Dennoch

lassen diese Zahlen die große Diversität der Messelfauna erkennen. Einen allgemeineren Überblick über die Fundstelle und deren Fauna und Flora geben SCHAAL & ZIEGLER (1988) und KOENIGSWALD & STORCH (1997). Das Vorkommen mehrerer Krokodilarten zeigt, ebenso wie die Flora, ein paratropisches Klima an. Bei den Säugetieren ist eine recht große Diversität zu erkennen, aber wichtiger als der Nachweis der verschiedenen Taxa ist die vorzügliche Erhaltung. Die Überlieferung meist vollständiger Skelette erlaubte – oft erstmals – einen Einblick in die Lebensweise der ausgestorbenen Tiergruppen. Für die stratigraphische Einstufung ist das kleine Urpferdchen *Propalaeotherium parvulum*, von dem viele Skelette vorliegen, sowie der große Nager *Ailuravus* von besonderer Bedeutung. Der heftig diskutierte, hochangepasste Ameisenfresser, *Eurotamandua*, dessen nächste Verwandten entweder bei den Vermilingua (Xenarthra) Südamerikas oder bei den Metacheiromyidae Nordamerikas gesucht werden (STORCH 1981, ROSE 1999, ROSE et al. im Druck), ist von besonderem

biogeographischen Interesse, weil im Eozän eine Faunenverbindung mit Südamerika aus plattentektonischen Gründen schwer vorzustellen ist (ODSN 2004).

Für das Leben im und um den See war der um mehrere hunderttausend Jahre zurückliegende vulkanische Ursprung wahrscheinlich kaum noch von Bedeutung. Auffallend ist, dass viele Tiere bei ihrem Tode einen gut gefüllten Magen hatten, also keineswegs geschwächt erscheinen. Recht lange wurde in den Rekonstruktionen versucht, den Tod der Tiere durch späte vulkanische Exhalationen giftiger Gase zu erklären. Damit glaubte man auch das ungewöhnlich häufige Auftreten von Vögeln und Fledermäusen im Fossilbericht in Messel erklären zu können (FRANZEN & KÖSTER 1994, KOENIGSWALD & STORCH 1997). Neuere Erkenntnisse weisen allerdings in eine ganz andere Richtung, nämlich dass durch bestimmte Cyanobakterien vergiftetes Oberflächenwasser den Tod vieler Tiere verursachte (KOENIGSWALD, BRAUN & PFEIFFER 2004). Beobachtungen aus Kanada (PYBUS et al. 1986) zeigen, dass der giftige Schaum, der durch die Blüte einiger Cyanobakterien produziert wird, bei leichtem Wind an der Oberfläche derart konzentriert werden kann, dass er gerade für Vögel und Fledermäuse, die während des Fluges vom Wasser nippen, eine tödliche Falle bilden kann. Blüten von Cyanobakterien treten aber meist nur zu bestimmten Jahreszeiten auf. Deswegen sind zwei Auffäl-

igkeiten im Fossilbericht von besonderer Bedeutung. Zum einen wurden Schildkröten der Gattung *Allaeochelys* mehrfach paarweise gefunden. Dieses ungewöhnliche Auftreten deutet RIETSCHEL (1997) als einen Tod während der Paarung. Zum anderen sind alle trächtigen Stuten der Urpferdchen (*Propalaeotherium parvulum*) im exakt gleichen Reifestadium der Foeten gestorben. In beiden Fällen ergibt sich ein deutliches Signal für eine Saisonalität des Todeszeitpunktes, obwohl die Funde aus verschiedenen Fundhorizonten stammen. Diese Saisonalität ist leichter mit Algenblüten als mit vulkanischen Exhalationen zu erklären.

Die Einbettung der Tierleichen erfolgte am Seeboden in einem Bodenwasser, das frei von oder extrem arm an freiem Sauerstoff war, so dass Räuber die Tierleichen nicht aufarbeiten konnten (FRANZEN 2001). Im Wasser haben sich die antagonistischen Muskeln nicht verspannt, so dass die Tierleichen in einer völlig entspannten Lage, der Normalstellung (WUTTKE 1983, 1988; KOENIGSWALD & WUTTKE 1987), mit leicht angewinkelten Armen und Beinen überliefert sind. Größere Tierleichen wurden durch entweichende Faulgase im Abdominalbereich aufgerissen.

Die Knochen sind in Messel mit der Kompaktion des Ölschiefers meist stark zerdrückt worden. Der hohe Gehalt an organischen Substanzen ermöglicht oft eine gute Überlieferung von Hautschatten (SCHAAL & ZIEGLER 1988, KOENIGSWALD & STORCH 1997).

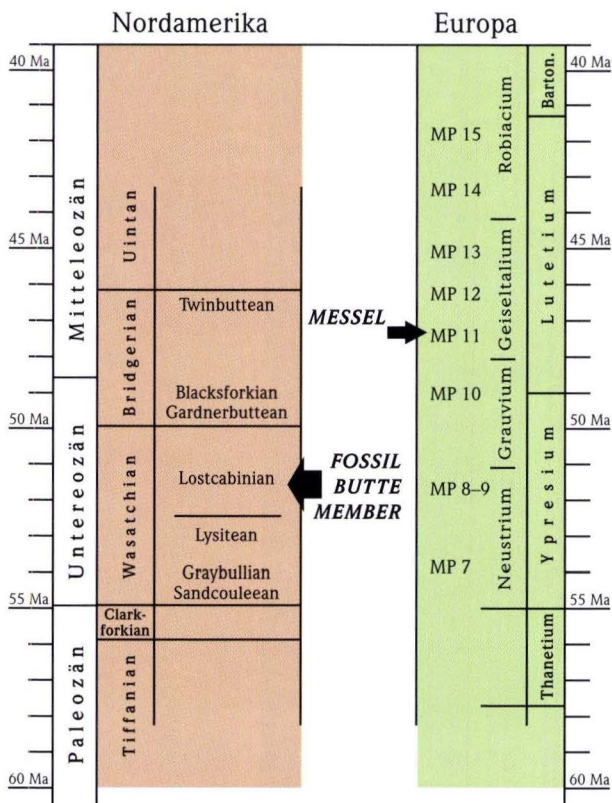


Abb. 1. Die stratigraphische Position der paleogenen Fossilagerstätten Fossil Butte Member in Wyoming und Messel in Hessen.

2.2. Fossil Butte Member in Wyoming

An der östlichen Überschiebungsfrent der Rocky Mountains von Wyoming, Utah und Colorado haben sich im Paleozän und Eozän mehrere Süßwasserseen gebildet, aus denen die Ablagerungen der Green River Formation stammen (GRANDE 1984, 1994, 2001). Der kleinste dieser Seen ist der Fossil Lake, westlich der kleinen Stadt Kemmerer im Südosten von Wyoming. Zu seinen Ablagerungen gehört ein feingeschichteter mikritischer Kalk. Er sieht im Handstück dem Plattenkalk von Solnhofen zum Verwechseln ähnlich, unterscheidet sich aber natürlich grundsätzlich in Fauna und Flora. Im Fossil Basin westlich von Kemmerer ist das Ausstreichen des fast horizontal liegenden Kalkes, der das Fossil Butte Member formt, an der Oberkante der Hügel weit sichtbar, weil die zahlreichen Abraumhalden der kleinen Gruben, in denen kommerziell nach fossilen Fischen gegraben wird, dieses Schichtglied markieren. Das bekannte Fossil Butte National Monument liegt etwa 15 km westlich von Kemmerer am US Highway 30 und markiert etwa die Mitte des ehemaligen Seebeckens. GRANDE & BUCHHEIM (1994) konnten feststellen, dass die Seeablagerungen in seinem zentralen Bereich (Fazies 1) recht kerogenreich sind, das Bodenwasser zur Ablagerungszeit also sehr arm an freiem Sauerstoff war. Das erklärt die vorzügliche Erhaltung der vielen Fische. Außer Fischen sind Reptilien und Vögel bekannt geworden (GRANDE 1994). An Säugetieren ist

bislang nur die bereits erwähnte Fledermaus beschrieben worden. Zum Rand nimmt der Kerogengehalt ab (Fazies 2). In der Fauna treten dort mehrere bodenlebende Formen auf, die aber ebenfalls vorzüglich erhalten sind. Aus dem Steinbruch auf der Thompson Ranch (Georef: 41°53' Nord, 110°41' West, Locality H bei GRANDE 1994) stammen die Säugetierfunde, die hier den Skeletten aus Messel gegenüber gestellt werden können. Der Randbereich des Sees (Fazies BM) ist durch eine deutliche Bioturbation gekennzeichnet, die einen gewissen Sauerstoffgehalt am Boden erwarten lässt. Die Fauna, besonders die Krokodile, und die großen Palmen zeigen an, dass der

ehemalige See unter fast tropischen Klimabedingungen existiert hat (GRANDE 2001).

Stratigraphisch wird das Fossil Butte Member, das den oberen Teil der Green River Formation bildet, in das Wasatchian 7, das Lostcabinian, eingestuft und gehört damit in das oberste Untereozän (ZONNEVELD et al. 2000; WOODBURNE 2004). Physikalische Altersbestimmungen haben Alterswerte zwischen 50 und 52 Mio. Jahre erbracht. Damit ist das Fossil Butte Member etwa 3 bis 5 Mio. Jahre älter als die Ablagerungen von Messel (Abb. 1).

3. Pantolestiden

3.1 Material

3.1.1 Funde aus der Grube Messel

Buxolestes piscator, unvollständig geborgenes Skelett (KÖNIGSWALD 1980). – Hessisches Landesmuseum Darmstadt, HLMD-Me 7431.

Buxolestes piscator, vollständiges Skelett (Abb. 2), (KÖNIGSWALD 1987). – Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe SMNK Pal-464.



Abb. 2. *Buxolestes piscator* aus dem Miozän von Messel (SMNK Pal-464). Die Einbettung in Seitenlage mit leicht angewinkelten Armen und Beinen, wie sie in Messel regelmäßig vorkommt, ist typisch für Wasserleichen. Das große Nackenschild, der kräftige Schwanz und die vergrößerten Füße kennzeichnen *Buxolestes* als Schwimmer. Photo G. Oleschinski, Bonn.



Abb. 3. *Palaeosinopa* sp. aus dem Fossil Butte Member, oberes Untereozän (WDC-CGR-009). Die Skelettelemente des hinteren Körperabschnitts sind durch explosiv entweichende Gase bei der Verwesung am Seeboden etwas verlagert worden. Der semiaquatische Räuber weist zahlreiche Fischreste im Mageninhalt auf. Photo G. Oleschinski, Bonn.

Buxolestes piscator, nahezu vollständiges Skelett (PFRETZSCHNER 1993). – Hessisches Landesmuseum Darmstadt, HLMD-Me 10205.

Buxolestes minor, vollständiges Skelett (PFRETZSCHNER 1999). – Hessisches Landesmuseum Darmstadt, HLMD-Me 8086.

3.1.2 Funde aus Fossil Butte

Palaeosinopa sp., vollständiges Skelett, Wyoming Dinosaur Center Thermopolis WDC-CGR 009 (Abb. 3), (ROSE & KOENIGSWALD im Druck). – Abgüsse u.a. im Institut für Paläontologie Bonn, Hessisches Landesmuseum Darmstadt, Forschungsinstitut Senckenberg Frankfurt, Museum für Naturkunde Karlsruhe.

Palaeosinopa sp., weitgehend vollständiges, aber verstreutes Skelett, Privatbesitz (ROSE & KOENIGSWALD im Druck).

3.2 Lebensweise der Pantolestiden

Die Pantolestiden sind eine völlig ausgestorbene und recht ursprüngliche Säugetiergruppe, die im Paleozän und Eozän von Nordamerika, Europa und Asien vorkommt (MCKENNA & BELL 2002). Eine besonders kleine Gattung, die möglicherweise zu Pantolestiden gehört, ist *Todralestes* und wurde aus dem Oberpaleozän/Untereozän aus dem nördlichen Afrika, aus Marokko beschrieben (GHEERBRANT 1991).

Aus Messel wurden bisher zwei Arten der Gattung *Buxolestes* beschrieben. *Buxolestes minor* liegt mit einer Kopfrumpflänge von 36 cm in der Größenordnung eines Marders vor, besitzt aber wie alle Pantolestiden einen wesentlich längeren Schwanz. *Buxolestes piscator* ist um etwa 20 % größer, bleibt aber mit einer Kopfrumpflänge von etwa 45 cm wesentlich hinter der Größe eines Fuchses und erst recht der eines Fischotters zurück (Abb. 2). Die besondere Aussage der Skelette aus Messel waren die Anpassungen an eine semiaquatische Lebensweise (KOENIGSWALD 1980, PFRETZSCHNER 1993), die sich in den starken Muskelansätzen an der Schwanzwurzel, im Halsbereich am Hinterhaupt und am Epistropheus abzeichnen. Die Überlieferung des Mageninhaltes, die in Messel mehrfach beobachtet wurde, lieferte ein weiteres Argument. Bei dem ersten Skelett von *Buxolestes* konnten Fischschuppen und ein fragmentärer Fischkiefer identifiziert werden (KOENIGSWALD 1980). Darauf begründet sich auch der Arname „*piscator* – der Fischer“. Eine semiaquatische Lebensweise war bereits von MATTHEW (1909) für *Pantolestes natans* aus dem Mitteleozän der Bridger Formation in Wyoming angenommen worden, aber er begründete seine Annahme mit der starken Krümmung des Humerus, die auch bei dem Fischotter, *Lutra lutra*, zu finden ist. Allerdings nutzen die meisten Säugetiere zum Vortrieb beim Schwimmen die Hinterbeine bzw. den undulierenden Körper mit dem Schwanz und legen die Arme an den Körper, sofern sie

nicht gerade zum Steuern eingesetzt werden. Deswegen ist die Form des Humerus kein überzeugendes Argument für eine besondere Schwimmanpassung.

Das Skelett von *Palaeosinopa* aus Fossil Butte (Abb. 3) ist etwas größer als das von *Buxolestes piscator*. Es wird aus stratigraphischen wie morphologischen Gründen der Gattung *Palaeosinopa* zugeordnet, von der mehrere Arten beschrieben sind. Allerdings wurden diese Arten meist auf Kieferfragmente mit zum Teil nur schlecht erhaltenen Zähnen begründet. Die Zahnmaße lassen sich bei dem vorliegenden Skelett nicht gewinnen, weil die Zahnreihen verdeckt oder fest geschlossen sind. Deswegen kann keine artliche Zuordnung erfolgen.

Das Skelett aus dem Plattenkalk von Fossil Butte ist im Gegensatz zu denen aus dem Ölschiefer von Messel nicht oder nur sehr wenig verdrückt. An vielen der Skelettelemente des Messeler Pantolestiden lässt sich gerade noch die Länge der Knochen ermitteln, das Skelett aus Wyoming zeigt dagegen sehr viel mehr von der Oberflächenmorphologie der Knochen und besonders die Muskelansätze. Sie werden in einer anderen Arbeit genauer beschrieben (ROSE & KOENIGSWALD im Druck). Hier soll die Anpassung der Lebensweise betont werden.

Das Skelett von *Palaeosinopa* sp. zeigt grundsätzlich und in vielen Details eine verblüffende Übereinstimmung mit *Buxolestes*. *Palaeosinopa* ist mit einer Kopfrumpflänge von 57 cm deutlich größer als *Buxolestes piscator* und ist im Ganzen etwas graziler, hat aber sehr ähnliche Körperproportionen. Nur der lange Schwanz ist mit seinen 30 Wirbeln deutlich länger und schlanker als der von *Buxolestes piscator*. Die auffallend starken Muskelansätze an Epistropheus und Hinterhaupt sind ähnlich, wenngleich etwas schwächer als bei *Buxolestes*. Im Bereich der Schwanzwurzel sind die breiten Querfortsätze in vergleichbarer Größe ausgebildet. Die Hinterbeine, die im Verband erhalten sind, weisen sehr große Füße auf, die kraftvoll bewegt werden konnten. Natürlich konnte *Palaeosinopa* auf dem Trockenen gut laufen, aber die Muskelansätze und die Größe der Füße zeigen, dass sie auch sehr gut als Antrieb zum Schwimmen geeignet sind. Schatten von Weichteilen sind in Fossil Butte nicht erhalten: Es wäre zu verlockend, zwischen den Zehen auch noch Schwimmhäute, wie sie von vielen semiaquatischen Säugern konvergent entwickelt wurden, zu suchen.

Aufgrund von Vergleichen mit anderen Knochen von *Palaeosinopa* aus Wyoming ist anzunehmen, dass die Gattung möglicherweise ähnlich wie der Biber (*Castor fiber*) die Füße beim Schwimmen stark verdrehte, um einen optimalen Vortrieb zu erreichen (ROSE & KOENIGSWALD im Druck). Die auffallende Schwanzkelle wird von *Castor* weniger zum Vortrieb als zum Steuern oder beim Spurt eingesetzt (FREYE 1978). Der Fischotter (*Lutra lutra*) schwimmt ebenfalls vor allem mit den Hinterbeinen, kann aber durch die Krümmung des Rückens („Katzenbuckeln“) zusätzliche Kraft auf das Wasser übertragen (REUTHER 1993).

Der Mageninhalt ist am Skelett von *Palaeosinopa* sp. zwischen den letzten Rippen und den Oberschenkeln sehr gut überliefert. Unzweifelhaft lassen sich hier zwischen vielen kleinen Knochenfragmenten mehrere Fischschuppen erkennen.

Biber, Fischotter und die Pantolestiden *Buxolestes*, *Pantolestes* und *Palaeosinopa* zeigen alle einen stark gekrümmten Humerus. Dieser kann weniger als spezielle Anpassung zum Schwimmen verstanden werden, denn *Castor*, *Lutra* und *Myocastor* legen die Vorderbeine beim Schwimmen an den Körper an. Die besondere Form des Humerus deutet aber möglicherweise auf ein gewisses Vermögen hin, im Uferbereich zu graben, was besonders von *Castor*, *Myocastor* und *Ondatra* bekannt ist.

4. Apatemyiden

4.1 Material

4.1.1 Funde aus der Grube Messel

Heterohyus nanus, fast vollständiges, aber zum Teil stark zerstreutes Skelett (KOENIGSWALD & SCHIERNING 1987). – Privatbesitz, Abguss im Hessischen Landesmuseum Darmstadt.

Heterohyus nanus, vollständiges Skelett, aber ohne Finger spitzen (KOENIGSWALD 1987). – Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe SMNK-PAL 689.

Heterohyus nanus, vollständiges Skelett (Fig. 4) (KOENIGSWALD 1990). – Hessisches Landesmuseum Darmstadt, HLMD-Me 8850.

Heterohyus nanus, Skelett ohne Kopf mit Hautschatten, Schwanz zeigt eine Quaste (KALTHOFF et al. 2004). – Forschungsinstitut Senckenberg, SMF ME 10939.

4.1.2 Skelett aus Fossil Butte

Apatemys chardini, vollständiges Skelett (Fig. 5), (KOENIGSWALD et al. im Druck). – Privatbesitz, Abgüsse im Fieldmuseum Chicago, im Hessischen Landesmuseum Darmstadt.

4.2 Lebensweise der Apatemyiden

Die Apatemyiden sind eine so eigenständige Gruppe, dass man ihnen sogar den Rang einer selbstständigen Ordnung Apatotheria zubilligt. Aus Messel ist *Heterohyus nanus* mit mehreren Exemplaren belegt (Abb. 4). Es handelt sich bei dieser Art um recht kleine, feingliedrige Tiere, deren Kopfrumpflänge zwischen 12 und 14 cm und deren Schwanz bei 15–17 cm liegt. Das ist etwa die Größe eines rezenten Siebenschläfers. Skelette aus Messel gaben erstmals einen verlässlichen Einblick in die Lebensweise dieser Tiergruppe, die bis dahin nur durch ihre sehr eigentümliche Bezahnung bekannt war. Der Schädel ist recht massiv, wenn auch in Messel stets völlig zerdrückt. Das Gebiss ist durch vergrößerte Schneidezähne gekennzeichnet, die eine sehr kraftvolle Zange formen. Dahinter folgt im Unterkiefer ein Prämolare mit einer

Buxolestes aus Messel und *Palaeosinopa* aus Fossil Butte zeigen trotz der geographischen Entfernung, die allerdings im Eozän noch nicht so groß war, und der altersmäßigen Differenz kaum nennenswerte Unterschiede. Es scheint sich um eine recht konservative Gruppe zu handeln, die vermuten lässt, dass die meisten Pantolestiden, zumindest die Pantolestinae, eine ähnliche semiaquatische Lebensweise besessen haben. In dieser Nische haben die Pantolestinae mit *Oboia* in Asien bis zum Unteroligozän überlebt. Eine andere Unterfamilie, die Dyspterninae aus Eurasien, von der wegen fehlender Skelettfunde noch keine Informationen über die Anpassung bekannt sind, läßt sich möglicherweise mit *Kochictis* bis in das Oberoligozän Ungarns verfolgen (MCKENNA & BELL 1997, 2002).

langen längs gerichteten Schneide. Die Backenzähne sind spitzig, wie sie bei Insektenfressern zu erwarten sind. MCKENNA (1963) erkannte zuerst die Ähnlichkeit zum Gebiss des arborikolen Beuteltieres *Dactylopsila* aus Neuguinea. Es ist klar, dass es sich um eine funktional bedingte Konvergenz handelt, denn die Apatemyiden sind zweifellos Plazentalier.

Zur großen Überraschung gab auch das postcraniale Skelett verblüffende Übereinstimmungen mit *Dactylopsila* zu erkennen. Dazu gehört besonders die Verlängerung der mittleren Finger. Bei *Heterohyus* sind der zweite und dritte Finger verlängert, das heißt, nur die ersten und zweiten Phalangen sind extrem gestreckt, während die dritten Phalangen, die Endglieder, ganz kurz sind und kleine Krallen haben. Neben *Dactylopsila* zeigt auch der madagassische Lemur *Daubentonia* eine selektive Verlängerung einzelner Finger, nämlich die des dritten und vierten Strahles. Von beiden Gattungen ist bekannt, dass sie mit diesen verlängerten Fingern in Ritzen und Löchern nach Insektenlarven stochern. Eine ähnliche Ernährungsweise kann man auch für *Heterohyus* annehmen, dabei erweisen sich die ganz kurzen Endkrallen als wirkungsvolle Haken, um die im Holz bohrenden Larven von Käfern zu erbeuten. In diesem Zusammenhang macht auch die kraftvolle Zange im Vordergebiss Sinn, denn damit kann das Holz aufgerissen werden. Um an die holzbohrenden Insekten heranzukommen, ist es vorteilhaft, wenn die Tiere arborikol sind. Bei der geringen Körpergröße sind im Skelett keine Spezialanpassungen für das Klettern und Laufen auf Ästen zu erwarten. Die scharfen Krallen an den Füßen und den nicht verlängerten Fingern waren sicher beim Klettern sehr dienlich. Der jüngste Fund aus Messel (KALTHOFF et al. 2004) ließ eine Quaste am Ende des Schwanzes erkennen. Solche Quasten sind bei bodenlebenden und hüpfenden Tieren sehr verbreitet. Für eine derartige Fortbewegungsweise fehlen bei *Heterohyus* alle Anzeichen, wie etwa verlängerte Beine.

Noch ein Punkt ist erwähnenswert. Die ökologische Nische, seine Nahrung mit holzbohrenden Insekten zu bestreiten, ist heute weitestgehend von Spechten besetzt. Sie haben als Vögel den großen selektiven Vorteil, von Baum zu Baum fliegen zu können, um nach holzbohrenden Insekten zu suchen. Säugetiere müssen klettern und dabei möglicherweise bis auf den Boden hinabsteigen. In der rezenten Fauna können Säugetiere nur noch dort diese Nische einnehmen, wo es keine Spechte gibt, wie auf den großen Inseln Neuguinea und Madagaskar. In Messel dürfte es demnach noch keine echten Spechte gegeben haben, die mit ihren Schnäbeln das Holz aufhacken können. Der einzige in Messel gefundene Spechtverwandte, *Primozygodactylus major*, ist ein ganz basaler Vertreter der Spechte (MAYR 1998a, 1998b, 2004), der wohl noch kein „woodpecker“ war.

Die Apatemyiden sind auch in Nordamerika in vielen Fundstellen mit Gebissresten belegt. Man kann ihre kontinuierliche Größenzunahme und die Differenzierung des Vordergebisses vom Paleozän bis ins Unteroligozän verfolgen (JEPSEN 1934, CLEMENS 1964, WEST 1973). Von der jüngsten Gattung *Sinclairiella* gab es einen Schädel, der allerdings verschollen ist. Reste des übrigen Skeletts sind aber kaum bekannt geworden. BLOCH & BOYER (2001) haben die Knochen einer Hand, die aus einer Geode geätzt wurden, der mitteleozänen Gattung *Labidolemur* zugewiesen und abgebildet, aber bislang nicht näher beschrieben. Umso wichtiger ist, dass aus Fossil Butte, eben aus dem gleichen Steinbruch der Thompson Ranch, aus dem das Skelett von *Palaeosinopa* stammt, das Skelett eines Apatemyiden geborgen werden konnte. Dieses Tier ist mit einer Kopfrumpflänge von 14,5 cm etwa 10 % größer als *Heterohyus nanus*, hat aber mit seiner Schwanzlänge von 21 cm einen deutlich längeren Schwanz. *Heterohyus nanus* ist nur eine von mehreren Arten in der Gattung, aber für die anderen, die teilweise wesentlich größer sind, liegen überhaupt keine Skelettmaße vor.

Aufgrund des stark gebogenen, verlängerten unteren Schneidezahnes, der Abmessung der Zähne und wegen des stratigraphischen Zusammenhanges kann das Skelett als *Apatemys chardini* bestimmt werden (Abb. 5). Ein kleiner Fisch (*Knightia eocænica*), der in Fossil Butte sehr häufig ist, liegt auf der gleichen Platte. Das Skelett ist fast vollständig. Leider fehlt in der Mitte der mehrfach gebroche-

nen Platte ein kleines Stück, gerade jenes, auf dem die beiden Handgelenke eingebettet waren.

Die Körperproportionen des Skelettes aus Wyoming sind sehr ähnlich wie die der Messeler Skelette, möglicherweise sind die Arme mit den Händen etwas kürzer. Der lange Schwanz hat 37 Wirbel.

Neben dem linken Oberschenkel ist ein kleiner symmetrischer Knochen zu erkennen, ein Baculum, der das Individuum als Männchen ausweist. Bei den vier Exemplaren aus Messel konnte dieser Knochen nicht beobachtet werden, möglicherweise weil die Knochen zu stark verdrückt sind. Dieser Stützknochen tritt bei mehreren Säugetiergruppen als Primitivmerkmal auf. Auch bei den Halbaffen aus Messel konnte er nachgewiesen werden (KOENIGSWALD 1979).

Auf der Platte von Fossil Butte ist das Gebiss mit den vergrößerten Schneidezähnen und der großen Schneide am zweiten Prämolargut sichtbar. Obwohl der proximale Teil der Hand verloren ist, lässt sich deutlich die Verlängerung des zweiten



Abb. 4. *Heterohyus nanus* aus dem Mitteleozän von Messel (HLMD-Me 8850). Die verlängerten Finger sind als Sonderanpassung dieses kleinen arborikolen Insektenfressers gut erkennbar.

Photo G. Oleschinski, Bonn.

und dritten Fingerstrahls erkennen. Vergleicht man allerdings die Länge dieser Finger mit dem vierten und fünften Strahl, dann ist die Verlängerung nicht ganz so groß wie bei dem *Heterohyus*. Das ist fast der einzige Unterschied zwischen diesen beiden Formen.

Da die gleichen Proportionen in der Hand bei *Labidolemur kayi* beobachtet wurden, wie BLOCH et al. (2004) jüngst zeigten, kann man an der Länge der Finger, besonders an der Verkürzung des vierten Strahles, zwei unterschiedliche Evolutionsniveaus ausmachen. Gegenüber *Labidolemur* und *Apatemys* ist der deutlich jüngere *Heterohyus* stärker differenziert. Die Ent-

wicklungshöhe stimmt zwar mit der stratigraphischen Abfolge überein, aber man sollte bedenken, dass bei den verschiedenen, gleichzeitig aber nicht sympatrisch lebenden Arten *Dactylopsila trivarigata*, *D. palpator* und *D. megalura* deutlich größere Unterschiede in der Länge des verlängerten Fingers zu erkennen sind (FLANNERY 1994).

Die überwältigende Übereinstimmung in den Skelettproportionen und der selektiven Verlängerung der beiden Finger lässt ohne Frage auf eine große Übereinstimmung in der Lebensweise schließen.



Abb. 5. *Apatemys chardini* von Fossil Butte Wyoming, oberes Untereozän. Die verlängerten Finger sind bei diesem kleinen, arborikolen Säuger gut ausgebildet. Unter dem Säugetierskelett ist einer der häufigsten Fische aus Fossil Butte, *Knightia eocaenica*, zu sehen.

Photo J. Weinstein, Chicago.

Ob man allerdings von dieser Übereinstimmung auf die Lebensweise aller Apatemyiden rückschließen kann, muss differenziert gesehen werden, weil *Heterohyus europaeus* aus dem Obereozän von Egerkingen in der Schweiz sehr stark in der Körpergröße abweicht. Der stark fragmentäre und zahnlose Unterkiefer von *Heterohyus europaeus* ist möglicherweise fünfmal so groß wie der von *Heterohyus nanus*. Er ist zwar so un-

vollständig, dass sich seine wirkliche Größe nur schwer abschätzen lässt (KOENIGSWALD 1990), scheint aber auch *Daubentonia madagascariensis* noch deutlich zu übertreffen. Bei dieser Körpergröße ist ein breiteres Nahrungsspektrum zu erwarten. Leider wissen wir nicht, wie sich die subfossile Riesenform von *Daubentonia robusta* (SIMONS 1994) ernährt hat.

5. Palaeogeographischer Rahmen

Die plattentektonischen Rekonstruktionen zeigen, dass sich der Atlantik bereits in der Oberkreide öffnete (ODSN 2004; SCOTese 2004). Damit wurden die terrestrischen Faunen von Europa und Nordamerika weitgehend isoliert. In der Säugetierfauna des Paleozäns sind daher vielfältige Unterschiede zwischen den beiden Kontinenten zu beobachten. Eine Verbindung über Asien ist zu dieser Zeit wegen der epikontinentalen Turgai-Straße nicht möglich. An der Wende vom Paleozän zum Eozän treten plötzlich auf beiden Kontinenten die gleichen oder sehr ähnlichen Gattungen auf. Das lässt sich nur mit einem intensiven Faunenaustausch erklären. Er erfolgte über die Arktis, das heißt über den heutigen Nordatlantik (Abb. 6) (MCKENNA 1983, KNOX 1998). Ellesmere Island hat eine wichtige vermittelnde Säugetierfauna aus dem Eozän geliefert (DAWSON et al. 1976). Der Faunenaustausch dürfte

aber nur sehr kurzfristig gewesen sein, denn die faunistische Gemeinsamkeit verwischt sich im Laufe des Eozäns wieder. Spätestens seit dem Mitteleozän haben sich die Faunen auf beiden Kontinenten wieder unabhängig voneinander weiterentwickelt. So unterscheiden sich im stratigraphischen Niveau von Messel die europäischen und die nordamerikanischen Faunen z.B. bei den Pferdeartigen und den großen Nagetieren bereits sehr deutlich. Gegenüber diesen sich sehr schnell entwickelnden Gruppen sind die Krokodile mit *Diplocynodon* oder der große räuberische Laufvogel *Diatryma* so erzkonservativ, dass sie für lange Zeit unverändert bleiben und sich daher auf den beiden Kontinenten auch nicht unterscheiden.

Die hier verglichenen Pantolestiden und Apatemyiden nehmen sicher in ihrer mäßigen Evolutionsgeschwindigkeit eher eine Zwischenstellung ein. Die aus den beschriebenen Skeletten erschlossene Anpassung dürfte ein altes Merkmal sein, das auf die gemeinsamen Vorfahren im Paleozän zurückgeht. Aus dieser Zeit liegen aber noch keine hinreichenden Skelettfunde vor.

Während der Drucklegung dieses Aufsatzes wurde uns bekannt, dass in Fossil Butte auch das Skelett von *Hyracotherium* gefunden wurde, das mit dem Urpferdchen *Propalaeotherium* aus Messel verglichen werden sollte, weil sich die Pferde in dieser Zeit sehr schnell differenziert haben.

Gerade aus diesem Vergleich wird deutlich, welche Bedeutung Fundstellen haben, die über den Nachweis des Vorkommens einer Art hinaus auch Informationen zu den Spezialanpassungen der einzelnen Gruppen liefern können.

Danksagung: Besonderer Dank gilt den privaten Leihgebern, die die Fossilplatten aus dem Fossil Butte Member für die Bearbeitung zur Verfügung gestellt haben: Burkhard Pohl (Wyoming Dinosaur Center) in Thermopolis (Wyoming, USA) und Jim Walker aus Fallbrook (California, USA). Dr. G. Gruber, Darmstadt, und Dr. D. Frey, Karlsruhe, haben freundlicherweise die Skelettfunde aus Messel zum direkten Vergleich ausgeliehen. Für die finanzielle Unterstützung danken wir der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und der Alexander v. Humboldt-Stiftung, durch die diese Studie erst möglich gemacht wurde. Für die Fotografien der Fossilplatten gilt unser Dank den Herren G. Oleschinski, Bonn, und J. Weinstock, Chicago.

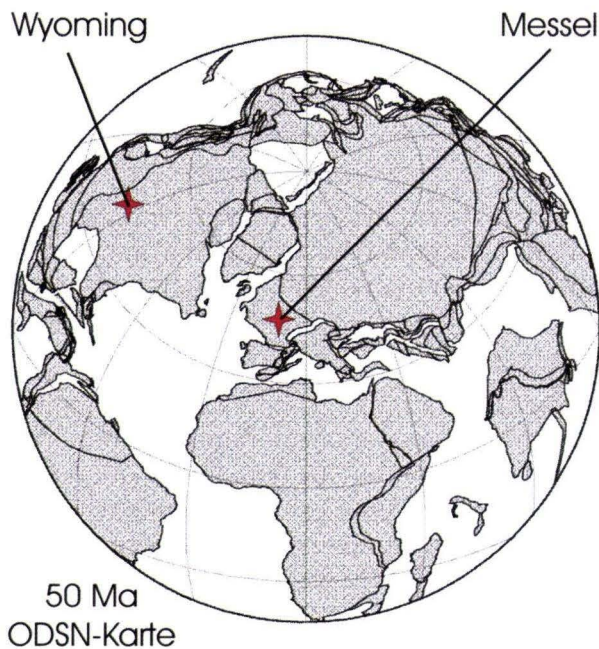


Abb. 6. Lage der Kontinentplatten vor 50 Millionen Jahren nach der ODSN Rekonstruktion (<http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>) und die Position von Messel und Fossil Butte (Wyoming). Auch wenn sich Kontinentplatten berühren, bedeutet das keineswegs, dass ein Austausch terrestrischer Faunen möglich gewesen ist, weil nicht nur Ozeane, sondern auch Epikontinentalmeere eine Ausbreitungssperre bilden.

6. Schriftenverzeichnis

- BLOCH, J.I. & BOYER, D.M. (2001): Taphonomy of small mammals in freshwater limestones from the Paleocene of the Clarkforkian. – University of Michigan Papers on Paleontology, **33**: 185–198; Ann Arbor.
- BLOCH, J.I., BOYER, D.M., SILOX, M. & HOUDE, P. (2004): New skeletons of Paleocene-Eocene *Labidolemur kayi* (Mammalia, Apatemyidae): Ecomorphology and relationship of apatemyids to primates and other mammals (Abstract). – Journal of Vertebrate Paleontology, **24** (3): 40A; Denver.
- BUCHHEIM, H.P. (1994): Palaeoenvironments, lithofacies and varves of the Fossil Butte Member of the Eocene Green River Formation, Southwestern Wyoming. – Contributions to Geology, University of Wyoming, **30**: 3–14; Laramie.
- CLEMENS, W.A. (1964): Records of the fossil mammal *Sinclairiella*, Family Apatemyidae, from the Chadronian and Orellan. – University of Kansas Publications Museum Natural History, **14**: 483–491; Lawrence.
- DAWSON, M.R., WEST, R.M. & HUTCHINSON, J.H. (1976): Paleogene terrestrial vertebrates: northernmost occurrence, Ellesmere Island, Canada. – Science, **192**: 781–782; Washington.
- FLANNERY, T. (1994): Possums of the World: A Monograph of the Phalangerioidea. – 240 S.; Sidney (Australian Museum).
- FRANZEN, J.L. (2001): Taphonomic Analysis of the Messel Formation (Germany). – In: GUNNELL, G.F. (Hrsg.): Eocene Biodiversity: Unusual Occurrences and Rarely Sampled Habitats: 197–214; New York (Kluwer Academic/Plenum Publishers).
- FRANZEN, J.L. & HAUBOLD, H. (1987): The biostratigraphic and palaeoecologic significance of the Middle Eocene locality Geiseltal near Halle (German Democratic Republic). – Münchner Geowiss. Abhandlungen, Serie A, **10**: 93–100; München.
- FRANZEN, J.L. & KÖSTER, A. (1994): Die eozänen Tiere von Messel – ertrunken, erstickt oder vergiftet? – Natur und Museum, **124** (3): 91–97; Frankfurt/Main.
- FREYE, H.A. (1978): *Castor fiber* Linnaeus, 1758 – Europäischer Biber. – In: NIETHAMMER, J. & KRAPP, F. (Hrsg.): Handbuch der Säugetiere Europas I, Nagetiere 1: 184–200; Wiesbaden (Akademische Verlagsgesellschaft).
- GHEERBRANT, E. (1991): *Trodalestes variabilis* n.g., n.sp., nouveau Proteuthérien (Eutheria, Todralestidae fam. nov.) du Paléocène du Maroc. – C.R. Acad. Sci. Paris, **312** (II): 1249–1255; Paris.
- GRANDE, L. (1984): Paleontology of the Green River Formation, with a review of the fish fauna. – Geological Survey Wyoming Bulletin, **63**: 1–333; Laramie.
- GRANDE, L. (1994): Studies of paleoenvironments and historical biogeography in the Fossil Butte and Laney members of the Green River Formation. – Contributions to Geology, University of Wyoming, **30** (1): 15–32; Laramie.
- GRANDE, L. (2001): An updated review of the fish faunas from the Green River Formation, the world's most productive freshwater lagerstätten. – In: GUNNELL, G. (ed.): Eocene Biodiversity: Unusual Occurrences and Rarely Sampled Habitats: 1–38; New York (Kluwer Academic/Plenum Publishers).
- GRANDE, L. & BUCHHEIM, H.P. (1994): Paleontological and sedimentological variation in early Eocene Fossil Lake. – Contribution to Geology, University of Wyoming, **30** (1): 33–56; Laramie.
- HARMS, F.-J., NIX, T. & FELDER, M. (2003): Neue Darstellung zur Geologie des Ölschiefervorkommens Grube Messel. – Natur und Museum, **133** (5): 140–148; Frankfurt a.M.
- JEPSEN, G.L. (1934): A revision of the American Apatemyidae and the description of a new genus, *Sinclairiella*, from the White River Oligocene of South Dakota. – Proceedings American Philosophical Society, **74**: 287–305; Philadelphia.
- JEPSEN, G.L. (1966): Early Eocene bat from Wyoming. – Science, **154**: 1333–1338; Washington.
- KALTHOFF, D.C., KOENIGSWALD, W. VON & KURZ, C. (2004): A new specimen of *Heterohyus nanus* (Apatemyidae, Mammalia) from the Eocene of Messel (Germany) with unusual soft part preservation. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **252**: 1–12; Frankfurt a.M.
- KNOX, R.W. O'B. (1998): The tectonic and volcanic history of the North Atlantic region during the Paleocene-Eocene transition: implications for NW European and global biotic events. – In: AUBRY, M.-P., LUCAS, S.G. & BERGGREN, W.A. (eds.): Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic events: 91–102; New York (Columbia Press).
- KOENIGSWALD, W. VON (1979): Ein Lemurenrest aus dem eozänen Ölschiefer der Grube Messel bei Darmstadt. – Paläontologische Zeitschrift, **53**: 63–76; Stuttgart.
- KOENIGSWALD, W. VON (1980): Das Skelett eines Pantolestiden (Proteutheria, Mamm.) aus dem mittleren Eozän von Messel bei Darmstadt. – Paläontologische Zeitschrift, **54**: 267–287; Stuttgart.
- KOENIGSWALD, W. VON (1987): Ein zweites Skelett von *Buxolestes* (Pantolestidae, Proteutheria, Mammalia) aus dem Mittel-eozän von Messel bei Darmstadt. – Carolea, **45**: 36–42; Karlsruhe.
- KOENIGSWALD, W. VON (1990): Die Paläobiologie der Apatemyiden (Insectivora s.l.) und die Ausdeutung der Skelettfunde von *Heterohyus nanus* aus dem Mitteleozän von Messel bei Darmstadt. – Palaeontographica, A **210**: 41–77; Stuttgart.
- KOENIGSWALD, W. VON & WUTTKE, M. (1978): Zur Taphonomie eines unvollständigen Skelettes von *Leptictidium nasutum* aus dem Ölschiefer von Messel. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 65–79; Wiesbaden.
- KOENIGSWALD, W. VON, BRAUN, A. & PFEIFFER, T. (2004): Cyanobacteria and seasonal death: A new taphonomic model for the Eocene Messel lake. – Paläontologische Zeitschrift, **78**: 345–352; Stuttgart.
- KOENIGSWALD, W. VON, ROSE, K.D., GRANDE, L. & MARTIN, R.D. (im Druck): First apatemyid skeleton from the lower Eocene Fossil Butte Member, Wyoming, compared to the European apatemyid from Messel, Germany. – Palaeontographica; Stuttgart.
- KOENIGSWALD, W. VON & SCHIERNING, H.-P. (1987): The ecological niche of early Tertiary apatemyids – extinct group of mammals. – Nature, **326**: 595–596; London.
- KOENIGSWALD, W. VON, STORCH, G.H. (Hrsg.) (1997): Messel, ein Pompeji der Paläontologie: 1–151; Sigmaringen (Thorbecke).
- MATTHEW, W.D. (1909): The carnivora and insectivora of the Bridger Basin, Middle Eocene. – Memoirs American Museum Natural History, **9** (4): 291–567; New York.
- MAYR, G. (1998a): Ein fruchtessender Spechtvogel. – In: KOENIGSWALD, W. VON & STORCH, G. (Hrsg.): Messel – ein Pompeji der Paläontologie: 128–129; Sigmaringen (Thorbecke).
- MAYR, G. (1998b): Coraciiforme und piciforme Kleinvögel aus dem Mittel-Eozän der Grube Messel (Hessen, Deutschland). – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **205**: 1–101; Frankfurt a.M.
- MAYR, G. (2004): The phylogenetic relationships of the early Tertiary Primoscenidae and Sylphornitidae and their sister taxon of crown group piciform birds. – Journal of Ornithology, **145**: 188–198; Heidelberg.
- McKENNA, M.C. (1963): Primitive Paleocene

- and Eocene Apatemyidae (Mammalia, Insectivora) and the Primate-Insectivore boundary. – *American Museum Novitates*, **2160**: 1–39; New York.
- MCKENNA, M.C. (1983): Holartic landmass rearrangement, cosmic events, and Cenozoic terrestrial organisms. – *Annals Missouri Botanical Garden*, **70**: 459–489; St. Louis.
- MCKENNA, M.C. & BELL, S. (1997): Classification of Mammals above the Species Level: 1–631; New York (Columbia Univ. Press).
- MCKENNA, M.C. & BELL, S. (2002): Unitaxon Data Base <ftp://ftp.amnh.org/pub/people/mckenna/>
- MERTZ, D.F., FEKJACOVA, Z. & RENNE, P.R. (im Druck): Die Abfolge des eozänen Vulkanismus im Sprendlinger Horst (SW-Deutschland) und Konsequenzen für Genese der Fossilagerstätte Grube Messel, geologische Zeitskala und Entwicklung des Oberrheingraben. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*; Frankfurt a.M.
- MORLO, M., SCHAAL, S. & SEIFERT, C. (2004): An annotated taxonomic list of the Middle Eocene (MP11) Vertebrata of Messel. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **252**: 95–108; Frankfurt a.M.
- ODSN (2004): ODSN Plate Tectonic Reconstruction Service <http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>
- PFRETZSCHNER, H.U. (1993): Muscle reconstruction and aquatic locomotion in the Middle Eocene *Buxolestes piscator* from Messel near Darmstadt. – *Kaupia*, **3**: 75–87; Darmstadt.
- PFRETZSCHNER, H.U. (1999): *Buxolestes minor* n. sp. – ein neuer Pantolestide (Mammalia, Proteutheria) aus der eozänen Messel-Formation. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **216**: 19–29; Frankfurt am Main.
- PYBUS, M.J., HOBSON, D.P. & ONCERKA, D.K. (1986): Mass mortality of bats due to probable blue-green algal toxicity. – *Journal of Wildlife and Diseases*, **22**: 449–450; Lawrence.
- RIETSCHEL, S. (1997): Schildkröten bei der Paarung? – In: KOENIGSWALD, W. VON & STORCH, G. (Hrsg.): *Messel – ein Pompeji der Paläontologie*: 44–45; Sigmaringen (Thorbecke).
- REUTHER, C. (1993): *Lutra lutra* (Linnaeus, 1758) – Fischotter. – In: STUBBE, M. & KRAPP, F. (Hrsg.): *Handbuch der Säugetiere Europas 2, Raubsäuger 3*: 184–200; Wiesbaden (Aula).
- ROSE, K.D. (1999): *Eurotamandua* and Palaeonodonta: convergent or related? – *Paläontologische Zeitschrift*, **73**: 395–401; Stuttgart.
- ROSE, K.D. & KOENIGSWALD, W. VON (im Druck): An exceptionally complete skeleton of *Palaeosinopa* (Mammalia, Cimolesta, Pantolestidae) from the Green River Formation, and other postcranial elements of the Pantolestidae from the Eocene of Wyoming. – *Palaeontographica*; Stuttgart.
- ROSE, K.D., EMRY, R.J., GAUDIN, T.J. & STORCH, G. (im Druck): *Xenarthra* and *Pholidota*. – In: ROSE, K.D. & ARCHIBALD, J.D. (eds.): *The Rise of Placental Mammals: Origins and Relationships of the Major Extant Clades*. – Baltimore (Johns Hopkins University Press).
- SCHAAL, S. & ZIEGLER, W. [Hrsg.] (1988): *Messel – Ein Schauenfenster in die Geschichte der Erde und des Lebens*: 1–315; Frankfurt a.M. (Kramer).
- SCOTSESE, C.L. (2004): Paleomap Project. <http://www.scotese.com/>
- STORCH, G. (1981): *Eurotamandua joresi*, ein Myrmecophagide aus dem Eozän der Grube Messel bei Darmstadt (Mammalia, Xenarthra). – *Senckenbergiana lethaea*, **1** (3/6): 247–289; Frankfurt a.M.
- SIMONS, E.L. (1994): The Giant Aye-Aye *Daubentonia robusta*. – *Folia Primatologica*, **62**: 14–21; Basel.
- WEST, R.M. (1973): Review of the North American Eocene and Oligocene Apatemyidae (Mammalia: Insectivora). – *Texas Tech. Univ., Special Publications*, **3**: 1–42; Lubbock.
- WOODBURNE, M.O. (2004): Global events and the North American mammalian biochronology. – In: WOODBURNE, M.O. (ed.): *Late Cretaceous and Cenozoic Mammals of North America*: 315–343; New York (Columbia).
- WUTTKE, M. (1983): „Weichteil-Erhaltung“ durch lithifizierte Mikroorganismen bei mittel-eozänen Vertebraten aus den Ölschiefern der „Grube Messel“ bei Darmstadt. – *Senckenbergiana lethaea*, **64** (5/6): 509–527; Frankfurt a.M.
- WUTTKE, M. (1988): Erhaltung – Lösung – Umbau, zum Verhalten biogener Stoffe bei der Fossilisation. – In: SCHAAL, S. & ZIEGLER, W. (Hrsg.): *Messel – Ein Schauenfenster in die Geschichte der Erde und des Lebens*: 265–275; Frankfurt am Main (Kramer).
- ZONNEVELD, J.P., GUNNELL, G.F. & BARTELS, W.S. (2000): Early Eocene fossil vertebrates from the southwestern Green River Basin, Lincoln and Uinta counties, Wyoming. – *Journal of Vertebrate Paleontology*, **20** (2): 369–386; Northbrook.

Manuskript eingegangen am 14.10.2004, angenommen am 27.10.2004

ERLEND MARTINI¹ & PETER ROTHE²

Die Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön – Neue Daten zur Genese, zum Alter und zur Fossilführung

Kurzfassung

Die in den Forschungsbohrungen Sieblos 1998 und 1999 gewonnenen tertiären Sedimente werden beschrieben und mit den Profilen der bisherigen Bohrungen verglichen. Das Alter der einzelnen stratigraphischen Einheiten wird diskutiert und die Abfolge mit den entsprechenden Ablagerungen des Oberrheingrabens, Neuwieder Beckens und von Nordhessen korreliert.

Aufgrund von Neufunden von Kleinsäuger-Zähnen konnte die Anwesenheit von *Melissiodon* (Familie Melissiodontidae) in der unteroligozänen Sieblos-Formation nachgewiesen werden. Die Struktur Sieblos wird als Subrosionsdepression und die so genannte „Brekzie“ als jüngerer phreatomagmatischer Lapilli-Aschentuff-Gang gedeutet.

Abstract

Tertiary sediments recovered in the scientific wells Sieblos 1998 and 1999 are described and compared with hitherto existing profiles of corings. The age of the stratigraphic units is discussed and the succession correlated with that in the Upper Rhine Graben, Neuwied Basin and of northern Hesse.

Based on newly found teeth of smaller mammals the presence of *Melissiodon* (Family Melissiodontidae) can be proved for the Lower Oligocene Sieblos-Formation. The structure Sieblos is suggested as a subrosional depression and the so-called “Breccie” as younger phreatomagmatic lapilli-ash-vein.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	55
2. Profilbeschreibungen	57
3. Sedimente, Fossilien und Vulkanite	60
4. Stratigraphie	63
5. Lagerungsverhältnisse	64
6. Zusätzliche Hinweise	65
7. Schriftenverzeichnis	66
7.1 Zitierte Literatur	66
7.2 Weiterführende Literatur	67

1. Einleitung

Die Fossilagerstätte Sieblos am Westhang der Wasserkuppe (Abb. 1) war im Jahre 1994 anhand von zwei Forschungsbohrungen in ihrem grundsätzlichen Profilaufbau erkundet worden; dabei gelang es auch, die stratigraphische Stellung der Schichtfolge innerhalb des Alttertiärs einigermaßen abzusichern.

Die Qualität der Kerne der Bohrung Sieblos 1994/2 war jedoch wenig befriedigend, so dass der Ansatz einer weiteren Bohrung in unmittelbarer Nachbarschaft geraten schien. Weiter südlich wurde eine zusätzliche Bohrung niedergebracht,

die den vermuteten südlichen Randbereich der Struktur Sieblos erkunden sollte. Über diese beiden neuen Bohrungen (Sieblos 1998 und Sieblos 1999) wird hier berichtet.

Für die Bearbeitung des Materials haben sich wiederum eine Reihe von Kollegen zur Mitarbeit bereit gefunden, so dass hier in Ergänzung der früheren Monographie (MARTINI & ROTHE 1998) eine aktualisierte Zusammenfassung vorgelegt werden kann.

Die neuen Bohrungen sollten u.a. der Frage nachgehen, wie die Hohlform für die Fossilagerstätte zustande kam. Dazu

¹ Prof. Dr. E. Martini, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Senckenberganlage 32–34, D-60325 Frankfurt am Main

² Prof. Dr. P. Rothe (e-mail: rothe@rumms.uni-mannheim.de), Lehrstuhl für Geologie der Universität Mannheim, D-68131 Mannheim

boten die geophysikalischen Untersuchungen von PIRRUNG (1998), der im Anschluss an die Lagerstätte Sieblos zwei weitere, durch rundliche Umrisse gekennzeichnete Strukturen nachgewiesen hatte, Hinweise darauf, dass eine Entstehung in einem Grabenbereich eher unwahrscheinlich ist. Dieser Frage wurde mit mehreren Schürfen in einer dieser Strukturen weiter nachgegangen.

Ein zweiter, wesentlicher Punkt betraf die Altersstellung einer fraglichen Brekzie, die in den kaolinitischen Bildungen im Liegenden der Sieblos-Formation angetroffen wurde. Diese

war anhand des Materials der Bohrung Sieblos 1994/2 von EHRENBERG & HICKETHIER (1998) als Schlammstrom interpretiert worden, in den trachytoide Klaster eingelagert waren, die als Zeugen eines prä-unteroligozänen Vulkans in der Rhön gelten sollten.

Darüber hinaus sollte das Alter der kaolinitischen Bildungen weiter abgesichert werden, da in der Bohrung Sieblos 1994/1 u.a. mittel- bis obereozäne Florenelemente angetroffen worden waren (HOTTENROTT 1998, MAI 1998).



Abb. 1. Übersichtskarte zur Lagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön.

Die Bohrung 1998 (Abb. 2), die am Südrand der Struktur Sieblos angesetzt wurde (Bl. 5525 Gersfeld, R 3565440, H 5996210, 705 m ü. NN), durchteufte unter 20 cm Wegschotter bis 15,80 m Tuff, darunter bis 32,10 m Sedimente der Sieblos-Formation, bis 55,80 m kaolinitische Bildungen (mit Tertiär-Quarzit bei 43,00–43,20 m), dann bis 58,60 m steil stehenden Muschelkalk und wiederum kaolinitische Bildungen bis 68,00 m; darunter folgt bis zur Endteufe von 80,00 m horizontal lagernder Muschelkalk (siehe Schichtenverzeichnis).

Die Bohrung Sieblos 1999 (Abb. 2) (Bl. 5525 Gersfeld, R 3565430, H 5596290, 699 m ü. NN), die 10 m nördlich der alten Bohrung Sieblos 1994/2 stand, hat unter 40 cm Wegschotter bis 9,45 m Tuff und darunter bis 35,00 m Sedimente der Sieblos-Formation durchteuft, bis 63,85 m kaolinitische Bildungen (mit Tertiär-Quarzit bei 47,55–47,76 m und 48,30–48,50 m). In diese kaolinitischen Bildungen ist mit steilen Kontakten eine Gesteinsbrekzie zwischen 51,15 und 56,10 m eingeschaltet. Unterhalb der kaolinitischen Bildungen ist bis zur Endteufe von 66,00 m horizontal lagernder Muschelkalk erbohrt worden (siehe Schichtenverzeichnis).

Das Kernmaterial ist im Kernlager des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) in Aumenau archiviert.

In beiden Bohrungen wurden ferner Gamma-Logs gefahren, die später im Zusammenhang mit der Behandlung der Sedimente dargestellt werden (ROTHE, in Vorber.).

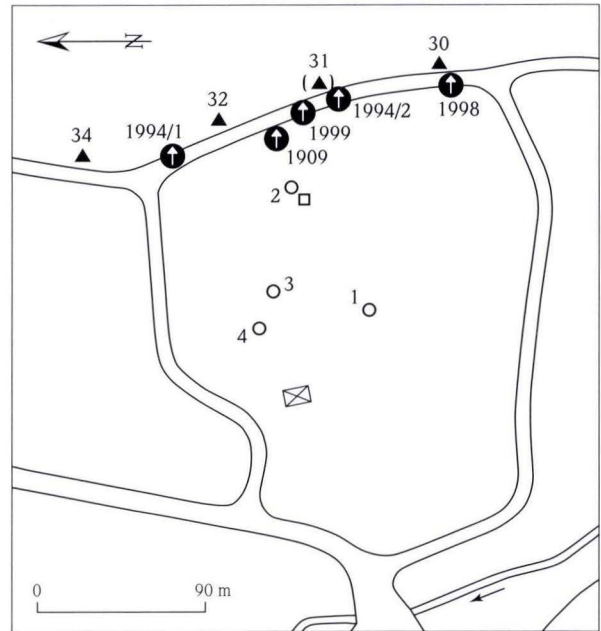


Abb. 2. Lagekarte für die Bohrungen und Sondierungen im Gelände der ehemaligen Grube Sieblos.

2. Profilbeschreibungen

Forschungsbohrung Sieblos 1998

Lage: TK 25, Bl. 5525 Gersfeld, R 3565440, H 5996210, Ansatzpunkt 705 m ü. NN

Datum: 7. bis 15. Oktober 1998

Verfahren: Rotary bis 18,40 m = Rammkernbohrung, bis 80,00 m Seilkern mit Spülung

Ausführung: Erkelenzer Bohrgesellschaft mbH, 54516 Wittlich
Bohrführer: Hans Schimpchen, Mitarbeiter: Viktor Gebel

- 0,20 m Wegschotter aus Muschelkalk
- 1,00 m Tuff, rötlich
- 1,20 m Nachfall Muschelkalk-Wegschotter
- 2,20 m Tuff, rötlich
- 5,00 m Tuff, graubunt
- 6,00 m Tuff, rötlich
- 9,20 m Tuff, bunt
- 10,30 m Tuff, rötlich, fein- bis grobkörnig
- 11,90 m Tuff, grünlich
- 13,20 m Tuff, gelblich, Knochenreste bei 12,90 m
- 13,30 m Tonmergel, olivgrün
- 15,80 m Tuff, hellbraun mit rostfarbenen Schlieren, im oberen Teil zerschert, Gastropoden bei 13,50–14,00 m

- 17,00 m Sand und Ton, grau
- 17,50 m Kernverlust
- 18,40 m Sand und Ton, grau
- 20,15 m Sand und Ton, grau, mit sm-Brocken
- 21,00 m Ton, z.T. deutlich blau, mit Sandkörnern
- 22,40 m Ton, blau, mit karbonatischen Einschaltungen
- 22,50 m Ton, grünlich
- 24,30 m Ton, olivgelb bis grünlichblau, mit Kalkbröckchen
- 24,80 m Ton, dunkelgrau
- 25,20 m Ton, sandig, mit Gastropodenresten
- 26,10 m Ton, graublau, vereinzelte Kalkbröckchen
- 26,20 m Ton, kohlig
- 26,40 m Mergel, tonig, grauweiß
- 26,50 m Dysodil, z.T. kalkig, gebändert
- 26,60 m Ton, dysodilhaltig, mit Gastropodenresten
- 27,20 m Ton, dunkelgraublau, mit *Nystia*
- 27,90 m Sand, grauweiß
- 28,40 m Kernverlust
- 29,00 m Ton, graugrünlich
- 29,20 m Sand, grau
- 29,60 m Kernverlust
- 29,70 m Kohle, splitterig

- 30,00 m kohlige Lagen, dunkelgrau, mit Übergang in sandigen Kalk
- 30,90 m Mergelkalk, gebändert, mit *Nystia*
- 31,27 m Sand, bräunlich, etwas kohlig
- 31,40 m Sand, mit sm-Bröckchen (Mittlerer Buntsandstein)
- 32,10 m Dysodil, grau, tonig
- 33,40 m Sand, violettstichig
- 33,60 m Ton, beige
- 34,40 m Sand, weißgrau, z.T. rostfleckig
- 35,58 m Kernverlust
- 37,00 m Sand, weißgrau
- 37,15 m Kernverlust
- 37,88 m Sand, weißgrau
- 38,60 m Kernverlust
- 40,80 m Sand, weißgrau, z.T. leicht rötlich
- 41,00 m Kernverlust
- 41,80 m Sand, weißgrau, z.T. rötlich
- 43,00 m Kernverlust
- 43,20 m Tertiär-Quarzit, weißgrau
- 43,90 m Kernverlust
- 44,00 m Sand, tonig, mit Quarzitbrocken (Nachfall ?)
- 45,00 m Ton, hellbräunlich, nach unten blau, mit etwas Sand
- 47,80 m Ton, blaugrau, fett
- 48,00 m Ton, bräunlich
- 48,60 m Ton, graublau, sandig, mit bräunlichen Einschaltungen, z.T. mit Dysodilbröckchen
- 50,65 m Ton, graubraun, sandig, mit Kohlestückchen, Ligniteinschaltung bei 49,88 m und braunem Holzstück bei 50,30–50,35 m (eingebrochener Stollen ?)
- 50,90 m Ton, blau
- 52,10 m Ton, blau, mit „slumping structures“, übergehend in graubraunen Ton, unten fast vertikal
- 53,70 m Ton, blaugrau, verwürgt, mit Karbonatbröckchen ab 52,40 m, Pyritrasen zwischen 53,65 und 53,70 m tonige Karbonate, schräge Bänderung
- 54,55 m Ton, grünblau
- 54,70 m Ton, grünblau
- 55,20 m tonige Karbonate
- 55,30 m Ton, grünblau
- 58,60 m Tonstein, karbonatisch, grünlichgrau bis blaugrau, steil bis saiger stehend, Pyriteinschluss bei 57,70 m
- 59,90 m Ton, grünlich, plastisch, mit Karbonatbröckchen
- 60,67 m Ton, blau, geflammt, mit Karbonatbröckchen bis 60,20 m, Pyrit bei 60,27 m
- 64,40 m Sand, gelblich, fest, mit vereinzelt dunklen Horizonten
- 64,50 m Sand, beige, fest
- 64,70 m Ton, dunkelgrau
- 64,90 m Kernverlust
- 65,00 m Sand, beige, fest
- 65,35 m Ton, blaugrau
- 65,45 m Sand, weißgrau, mit beigen Schmitzen
- 65,50 m Ton, blaugrau, fett
- 67,95 m Ton, graublau bis schwarzblau, fett
- 68,00 m Kalkgrus, hellgrau
- 76,80 m Kalkstein, grau, z.T. mergelig, wulstig gebankt, bei 68,70 m *Rhizocorallium commune* und Fossilbank bei 73,68–73,74 m mit *Hoernesia* sp. u.a.
- 78,20 m Kernverlust (Kernrohr nicht eingerastet, 3 Fangversuche ergaben 60 cm Muschelkalk)
- 80,00 m Kalkstein, grau, mergelig, am Ende harte Bank

Stratigraphische Interpretation (vgl. Abb. 3)

- 0,20 m Wegschotter (Muschelkalk)
- 15,80 m Tuff
- 32,10 m Sieblos-Formation
- 55,80 m kaolinitische Bildungen (Tertiär-Quarzit bei 43,00–43,20 m)
- 58,60 m Unterer Muschelkalk (steil stehend)
- 68,00 m kaolinitische Bildungen
- 80,00 m Unterer Muschelkalk (horizontal lagernd)

Forschungsbohrung Sieblos 1999

- Lage: TK 25, Bl. 5525 Gersfeld, R 3565430, H 5596290, Ansatzpunkt 699 m ü. NN
- Datum: 24. bis 29. September 1999
- Verfahren: Rotary bis 16,55 m = Rammkernbohrung, bis 66,00 m Seilkern mit Spülung
- Ausführung: Erkelenzer Bohrgesellschaft mbH, 54516 Wittlich
- Bohrführer: Hans Schimpchen, Mitarbeiter: Viktor Gebel

- 0,40 m Wegschotter aus Muschelkalk
- 1,00 m Basalttuff, grüngrau, grobkörnig
- 1,70 m Tuff, olivgrün
- 3,60 m Tuff, ziegelrot, feinkörnig
- 4,00 m Tuff, hellolivgrün
- 4,35 m Tuff, ziegelrot, beige grünlich marmoriert
- 4,70 m Tuff, grünlich, gröber
- 4,80 m Tuff, ziegelrot
- 5,40 m Tuff, hellolivgrün
- 5,55 m Tuff, locker, mit graubraunen eckigen Komponenten
- 6,25 m Tuff, hellolivgrün, feinkörnig
- 6,35 m Tuff, dunkelgrau bis braun, dicht, mit orangefarbenen Bröckchen
- 6,85 m Tuff, gelblichgrün, gröber, locker
- 8,00 m Tuff, hellolivgrün, fein, dicht
- 8,70 m Tuff, gelbbraun, feinkörnig
- 9,45 m Tuff, grau, feinkörnig
- 9,80 m Sand, gelbgrau bis violettstichig
- 10,70 m Sand, grau, mit gebleichten sm-Brocken

-11,56 m	Sand, schmutzigweiß, rostfleckig		diger, dkl. Horizonte bei 30,25–30,35 m und 31,00–31,07 m
-12,80 m	Sand, schmutzigweiß, mit einzelnen sm-Brocken		
-12,94 m	Ton, grünlichgrau, fett	-32,40 m	Ton, graublau, sandig, mit dkl. Schmitzen, bei 31,88 m cremefarbener Quarzsiltstein-Brocken, bei 32,32–32,40 m schwarze Schmitzen und weitere Quarzsilt-Bröckchen
-13,22 m	Sand, schmutzigweiß, mit kleinen sm-Brocken		
-13,75 m	Ton, grau, sandig, rostfleckig	-33,45 m	Ton, graublau, stärker sandig, mit dkl. Schmitzen
-14,00 m	Ton, graublau/beige geflammt, sandig	-34,00 m	Ton, graublau, nach unten zunehmend sandiger
-14,35 m	Sand, blaugrünlich, unten leicht violettstichig	-34,15 m	olivgrüner Ton, mit Einlagerung von Kohle, dicht, und Schneckenkalk (verkieselt ?), schräger Kontakt (ca. 45°) zum Hangenden („Wasser weg !“)
-14,46 m	Ton, olivbraun geflammt, mit Kalkbröckchen bis 0,5 cm Ø	-34,35 m	Kalkstein, brockig, verkieselt (?), mit Gastropoden
-14,54 m	Ton, hellgrau, zwischen 14,48–14,50 m dunkelgrau	-34,70 m	Kalk, gebändert, cremefarben bis grau, mit kleinen Versätzen
-14,77 m	Sand, graubeige, tonig („Wasserblubbern“)	-35,00 m	Karbonate, gebändert, grau, mit mm- bis cm-großen Kohleschmitzen
-15,45 m	Sand, violettstichig, etwas tonig	-37,07 m	Ton, sandig, mit olivgelben und ziegelroten Flecken
-16,00 m	Ton, geflammt, schmutzigweiß/bräunlich/blaugrün	-35,70 m	Sand, hellgrau (Spülverlust)
-16,55 m	Ton, bläulich, leicht sandig, ganz unten erste kohlige Bröckchen	-35,80 m	Sand, dunkelgrau bis olivstichig
-17,05 m	Ton, blaugrau, ab 16,90 m sandiger	-35,95 m	Ton, hellgrau, sandig
-17,80 m	Ton, blaugrau, mit mm-dicken braunen Lagen, etwas sandig, schräg einfallend	-36,10 m	Sand, rosafarben
-18,00 m	Ton, schwarzgrau bis hellgrau, verwürgt, mit hellgrauen Siltquarzlagen	-36,16 m	Ton, blaugrauoliv, gebändert
-19,80 m	Ton, blaugrau, fein gebändert, mit bräunlichen Lagen (Quarzsilt), schräg einfallend, sandiger Abschnitt zwischen 18,20 und 18,30 m, zwischen 19,00 und 19,40 m gut geschichtet im mm-Bereich	-36,75 m	Sand, rosastichig, nach unten toniger
-20,70 m	Ton, blaugrau, feinst gebändert, mit mm-Versätzen	-40,00 m	Sand, schmutzigweiß, manganfleckig bei 38,50 und 38,64 m, zwischen 39,60 und 39,70 m stärker tonig
-21,45 m	Feinstlaminit, karbonatisch, mit dunklen Tonlagen im Wechsel, olivgrau, ausgeprägte Karbonatlagen bei 21,05 und 21,30 m	-42,45 m	Sand, hellgrau, locker, bei 40,40–49,55 m braun
-22,30 m	Laminit, überwiegend tonig, bei 22,10 m gestörte Schichtung (primär ?)	-43,30 m	Sand, hellgrau, 2 Abscherungen unter ca. 45° bei 42,20 m und 42,48 m
-22,70 m	Laminit, heller, karbonatreicher	-43,80 m	Sand, hellgrau
-22,90 m	Ton, grau, fett (gebänderter Kalk bei 22,45–22,48 m und 22,63–22,69 m, hart)	-45,10 m	Sand, rötlichbraun, mit mm-dicken, kohligen Schmitzen bei 45,09 m, Abscherungen bei 44,20 und 44,56 m
-23,50 m	Ton, blaugrau, fett	-46,50 m	Sand, bräunlich, tonig, bei 45,60 m schwarz gesprenkelt, bei 45,65 m cm-große weiße Bröckchen (Tertiär-Quarzit ?)
-23,52 m	Ton, feingebändert, mit Dysodil	-47,55 m	Sand, grau, tonig, mit cm-großen eckigen Klaster bei 46,84 m und schwarzen Schmitzen, weitere helle Klaster, rund und eckig bei 47,05–47,26 m (Tertiär-Quarzit ?), schwarzer Horizont bei 47,26–47,32 m
-23,62 m	Ton, bläulichgrau	-47,76 m	Tertiär-Quarzit, hellgrau
-23,85 m	Ton, fein gebändert, mit Dysodil und Karbonatlagen mit Gastropoden	-49,00 m	Ton, beige bis hellbraun, sandig, mit kleinen schwarzen Schmitzen, bei 48,30–48,50 m zerbrochener Tertiär-Quarzit, hellgrau, Stücke bis 5 cm Durchmesser
-24,86 m	Karbonate, gebändert, wulstig, cremefarbig, im Wechsel mit dunkeloliv-farbenem Ton und Dysodil besonders bei 24,30–24,40 m und 24,76–24,86 m, Spiegelharnisch bei 24,30 m	-49,80 m	Ton, beigefarben, sandig, ab 49,30 m Sandgehalt kontinuierlich abnehmend
-25,10 m	Karbonate, beige, feingebändert, mit mm-dicken Dysodillagen, stark verbohrt	-51,15 m	Ton, cremefarben
-26,95 m	Ton, blaugrau, mit Sandkörnern	-51,86 m	schräger Kontakt zwischen Sand/Ton und rötlichbrauner Brekzie
-27,80 m	Ton, blaugrau, sandiger, mit kleinen sm-Bröckchen und dunklen Schmitzen	-52,15 m	Brekzie, rotbraun, mit Röt-Klaster
-28,10 m	Sand, tonig, mit weißen sm-Bröckchen	-52,30 m	schräger Kontakt Brekzie zu Ton
-29,70 m	Ton, mit schwarzen Schmitzen, nach unten zunehmend sandiger, lose Sandlage bei 28,85–28,98 m		
-31,20 m	Ton, grünlichgrau, mit dunklen Schmitzen und hellen sm-Bröckchen, nach unten etwas san-		

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> – 52,80 m Ton, schmutzigweiß, zerrüttet, mit Abscherungen fast senkrecht zur Kontaktzone – 53,25 m schräger Kontakt Ton zu Brekzie, Brekzie z.T. mit Fetzen tertiärer Sedimente am Rand, am Kontakt mit abgesetzter paralleler Zone – 55,80 m Brekzie, rotbraun, mit bunten Tonsteinklasten (Röt) und Sandsteinklasten, viele Klasten mit Saum (!), Abscherung – 56,10 m schräger Kontakt, Brekzie zu horizontal gelager-tem tonigen Sand, hellgrau, cm-breite, dkl. Kon-taktzone in Brekzie – 56,70 m Ton, hellgrau, sandig – 57,90 m Sand, hellgrau, tonig – 58,60 m Ton, braun, sandig, mit Kohlebröckchen – 59,25 m Ton, hell, sandig, mit scharfer Grenze bei 58,85–58,90 m gegen dkl. sandigen Ton, dieser stark kohlig bei 59,08–59,25 m – 59,80 m Ton, graubraun, vereinzelt Kohlestückchen und Pflanzenreste, Geröllhorizont bei 59,63–59,66 m, Blatt bei 59,80 m. – 60,47 m Ton, beige und graubraun, gebändert, mit Blatt-resten, schräg einfallend (ca. 45°) | <ul style="list-style-type: none"> – 61,00 m Ton, grau, fett, nach unten zunehmend schlierig verwürgt – 63,00 m Ton, grau, laminiert bis 61,40 m, stark verwürgt, mit braunen Einschaltungen und Pyrit bei 62,25 und 62,80 m – 63,85 m Ton, dunkelgrau, fett, fein gebändert, mit Pyrit-lage bei 63,73 m – 66,00 m Kalk, grau, wulstig, mit Muschelpflaster bei 64,00 m (<i>Hoernesia</i> sp. und <i>Natica</i> sp.), horizon-tal lagernd |
|---|---|

Stratigraphische Interpretation (vgl. Abb. 3)

- 0,40 m Wegschotter (Muschelkalk)
- 9,45 m Tuff
- 35,00 m Sieblos-Formation
- 51,86 m kaolinitische Bildungen (Tertiär-Quarzit bei 47,55–47,76 m)
- 56,10 m Tuff
- 63,85 m kaolinitische Bildungen
- 66,00 m Unterer Muschelkalk (horizontal lagernd)

3. Sedimente, Fossilien und Vulkanite

Die beiden neuen Bohrungen ergänzen die bisherige Darstellung eines mindestens 160 m Durchmesser erreichenden Gewässers mit einer flachen Uferzone und einem tieferen zentralen Bereich, der vor allem durch Dysodil und feingebänderte Karbonate repräsentiert wird; die randlichen Bereiche sind dagegen durch Schneckenmergel gekennzeichnet.

Diese als Sieblos-Formation zusammengefassten Schichten werden von den kaolinitischen Bildungen unterlagert, die im Wesentlichen aus zähen Tonen und Sanden bestehen; dieses Material ist aus der Umgebung des Gewässers eingetragen worden (Abb. 3).

Bezüglich der Mikrofossilien haben sich in den gebänderten Partien der Bohrung 1999 im Vergleich zu 1994/2 keine wesentlichen Unterschiede ergeben (vgl. Abb. 4, Tab. 1 sowie Tab. 1 in MARTINI & WEILER 1998).

Die Gastropoden der Forschungsbohrungen Sieblos 1994/1, 1994/2 und 1998 werden zurzeit von R. Janssen (Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt am Main) bearbeitet. Desgleichen stehen noch die Untersuchungen der Palynomorphen und der weiteren Pflanzenreste, insbesondere aus den kaolinitischen Bildungen der beiden neuen Bohrungen aus

(M. Hottenrott, HLUg, Wiesbaden, H.-D. Mai, Humboldt-Universität, Berlin).³

Von besonderem Interesse sind zwei weitere Kleinsäuger-Zähne, die die bisherigen, seltenen Funde (MÖDDEN 1998) ergänzen. In der Bohrung Sieblos 1994/2 wurde bei 18,10–18,20 m in sandiger Seekreide ein zerbrochener Zahn von *Melissiodon* sp. (Familie Melissiodontidae) [SMF 2004/20–21] und in der Bohrung Sieblos 1998 bei 30,77–30,88 m in gebändertem Mergelkalk ein Milchzahn von *Theridomys* sp. (Familie Theridomyidae) [SMF 2004/22] ausgeschlämmt. In letzterer Probe wurden außerdem mehrere Exemplare von *Celtis*-Nüßchen zusammen mit zerbrochenen Gastropoden (*Nystia*, *Bembridgia*) geborgen.

Verglichen mit ähnlichen Fossilagerstätten (Messel, Enspel) ist auffallend, dass bisher nur wenige Reste von Säugetieren gefunden wurden: ein verdrückter Schädel eines Hirschferkels (Traguloide), Fragmente von zwei Fledermäusen und nur fünf Kleinsäugerzähne. Dies liegt an dem kleinstückigen Halden- und Museumsmaterial, das für die Untersuchungen zur Verfügung stand sowie an der unzureichenden Menge gut schlämbaren Gesteins („Schneckenmergel“), das bisher be-

³ Prof. Mai teilte unter dem 21.9.1999 im Voraus mit, dass eine schon im Gelände genommene Probe der Bohrung Sieblos 1999 bei 48,5–48,8 m lediglich viele *Quasisequoia* (*Athrotaxis*) *couttsiae*- und *Doliosobus sternbergii*-Nadeln sowie eine einzige Megaspore von *Selaginella* sp. neben unbestimmbaren weiteren Pflanzenresten enthielt. Biostratigraphisch ergäbe sich damit nur Paläogen bis höchstens Mittel-Oligozän.

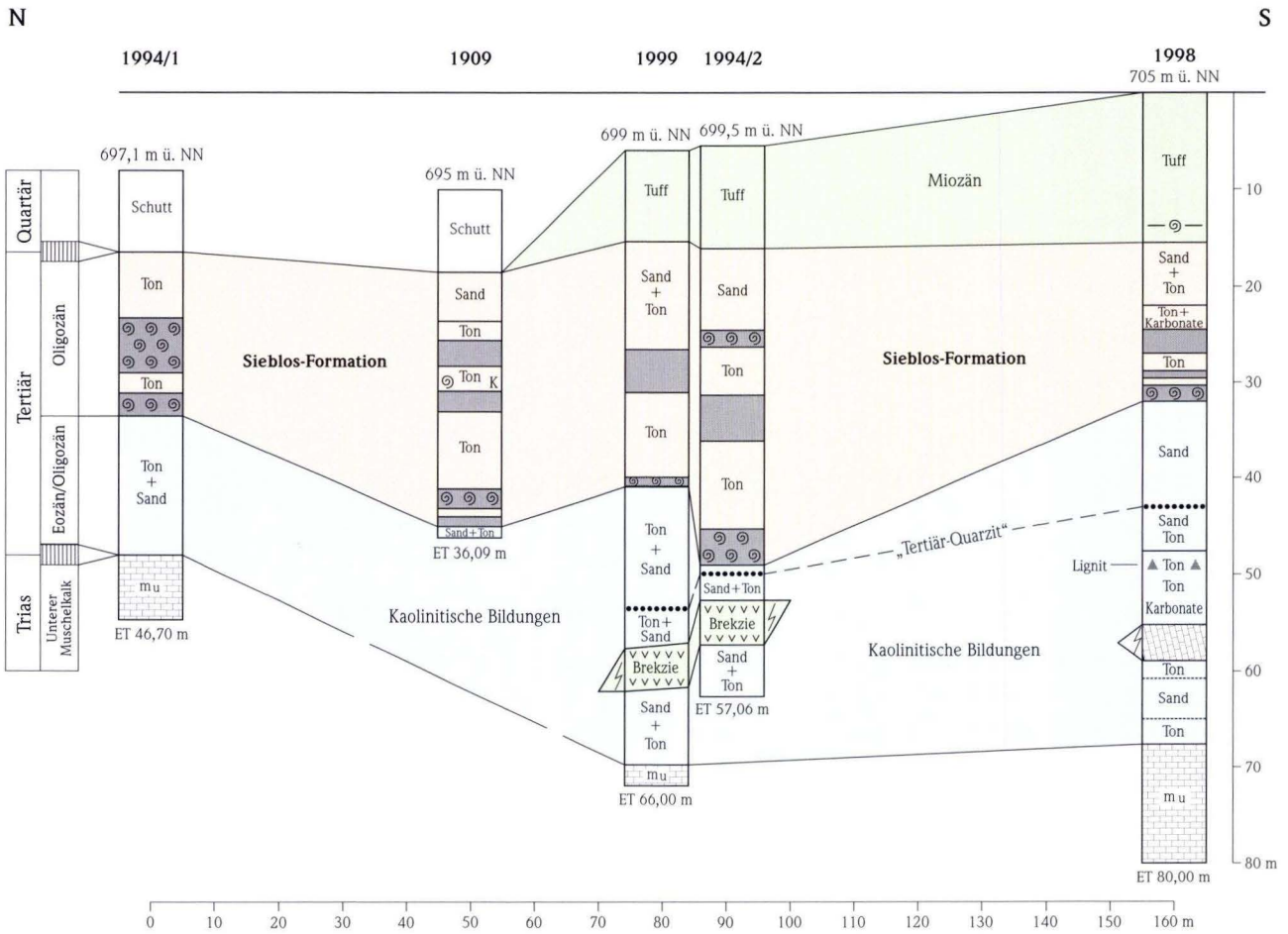


Abb. 3. Profile der Bohrungen Sieblos 1909, 1994/1, 1994/2, 1998 und 1999 sowie deren stratigraphische Einordnung.

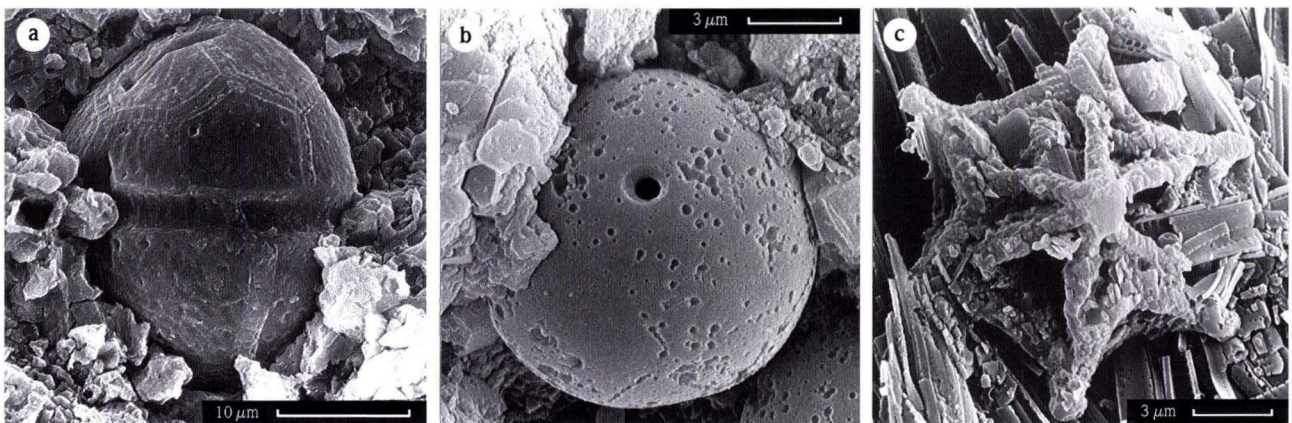


Abb. 4. Wichtige Mikrofossilgruppen in der unteroligozänen Sieblos-Formation.
REM: a = Dinoflagellat (*Peridinites cf. sphaericus* LEFFÈRE 1933), b = Chrysophyceae (*Cysta sphaerica* NYGAARD 1956), c = kalkiges Nannoplankton (*Trochoaster simplex variabilis* MARTINI 1991).

Tab. 1. Häufigkeit der verschiedenen Fossilgruppen im gebänderten Abschnitt der Sieblos-Formation in der Bohrung Sieblos 1999.

Bohrung Sieblos 1999 (m)	Diatomeen	Schwammnadeln	Chrysophyceen	Dinoflagellaten	Nannoplankton
20,95–20,96					
21,18–21,19	•		•	•	
21,41–21,43	•••	•	•	•	
21,50–21,51	••••	•	•••	•	
21,60–21,61	••••	•	••	••••	
21,70–21,72	••	•	•••	••••	
21,98–22,00	••		•••	••••	•
22,44–22,49					
22,51–22,52	•••		•	••••	
22,84–22,85	•	•	••	•	•
23,38–23,40					
23,50–23,52	••		•	••	••
23,66–23,72	••••		••••	•	••
23,85–23,86	•••		••	•	
24,30–24,32	•••		•	•••	
24,52–24,53	•••	•			
24,58–24,60	••••		••	•	
24,70–24,72	••	••	•	•	

• = selten, •• = mäßig häufig, ••• = häufig, •••• = massenhaft
leeres Feld: kein Befund

arbeitet werden konnte. Möglichkeiten, größere Gesteinsstücke und weiteres schlammbares Material zu erhalten, sind heute wohl nur noch durch eine umfangreichere Grabung in einer am Bachbett gelegenen Halde gegeben. Eine flächenhafte Grabung in anstehenden Sieblos-Schichten ist aufgrund der Lagerungsverhältnisse, starker Basaltüberschotterung und extremer Wasserführung kaum durchführbar.

Eine Überraschung waren Fossilfunde in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus in der Bohrung 1998 zwischen 12,80 und 14,25 m. Es handelt sich um stark fragmentierte Knochenbruchstücke und Gastropoden, die dem Ober-Oligozän zugeordnet werden können (BÖHME et al. 2005). Zu den Faunenbestandteilen gehören u.a. Reste von Krokodilen, Karpfenfischen und aquatischen Schnecken, die aus einem nahe gelegenen, unbekanntem Vorkommen stammen und mit den Tuffen zusammen gefördert worden sein müssen; diese sind zusammen mit den Fossilbruchstücken gradiert geschichtet.

Die schon in Sieblos 1994/2 angetroffene Brekzie ist in der neuen Bohrung 1999 in deutlich besserer Qualität erbohrt

worden; die Kontakte zum Nebengestein der kaolinitischen Bildungen sind steil und scharf (Abb. 5).

Die Komponenten der Brekzie setzen sich aus < 10 Vol. % juvenilen Pyroklasten und einen überwiegenden Anteil an xenolithischem Material zusammen. Entscheidend ist, dass die juvenilen Pyroklasten noch extrem bizarre Umrisse aufweisen und dass darin frischer Biotit und Titanit vorkommen. Ihre trachytoide Zusammensetzung wird nicht bezweifelt, die Genese hat sich inzwischen allerdings als klar vulkanogen herausgestellt. Die Brekzie wird heute als phreatomagmatisch entstandener Lapilli-Aschentuff interpretiert (ROTHER et al. 2003). Damit ist klargelegt, dass dieser jünger sein muss als die bei der Eruption durchgeschlagenen kaolinitischen Bildungen.

Der explosive Vulkanismus könnte möglicherweise durch den Wassergehalt der Sedimente der Sieblos-Formation gesteuert gewesen sein. Damit ist er jedenfalls jünger als Unter-Oligozän, so dass das in der Interpretation von EHRENBURG & HICKETHIER (1998, 2002) angenommene sehr hohe Alter des ältesten Rhönvulkanismus nicht mehr aufrecht zu erhalten ist.



Abb. 5. Kernstrecke 55,76 bis 56,00 m in der Bohrung Sieblos 1999, einen Teil des phreatomagmatischen Ganges (bräunlich) und das kaolinitische Nebengestein (grau) zeigend.

4. Stratigraphie

Die stratigraphische Stellung der fossilführenden Ablagerungen der Grube Sieblos (Sieblos-Formation) war schon im vorletzten Jahrhundert als älter als die am Rande der Hohen Rhön anstehenden Braunkohlen-Vorkommen erkannt worden (HASSENCAMP 1856) und wurde bereits 1858 von HASSENCAMP mit den unteroligozänen Ablagerungen von Magdeburg (BEYRICH 1856) verglichen. Spätere Autoren nahmen Bezug auf den nordhessischen „oberen“ Melanienton und stellten das Vorkommen in das Mittel-Oligozän (BÜCKING 1909a, 1916, HIRSCH 1937, SCHUSTER 1928) und vermuteten einen Bezug zum „Rupelton-See“. Erst paläontologische Untersuchungen ab 1960 rückten das Vorkommen wieder in das Unter-Oligozän (GAHL 1964: Pollen und Sporen, MARTINI 1972: Isopoden, MARTINI 1988: diverse Fossilgruppen).

Jüngste Untersuchungen des Nannoplanktons und der Fisch-Otolithen in der Mittleren Pechelbronn-Formation des Ober-rheingrabens und Mainzer Beckens sowie im nordhessischen

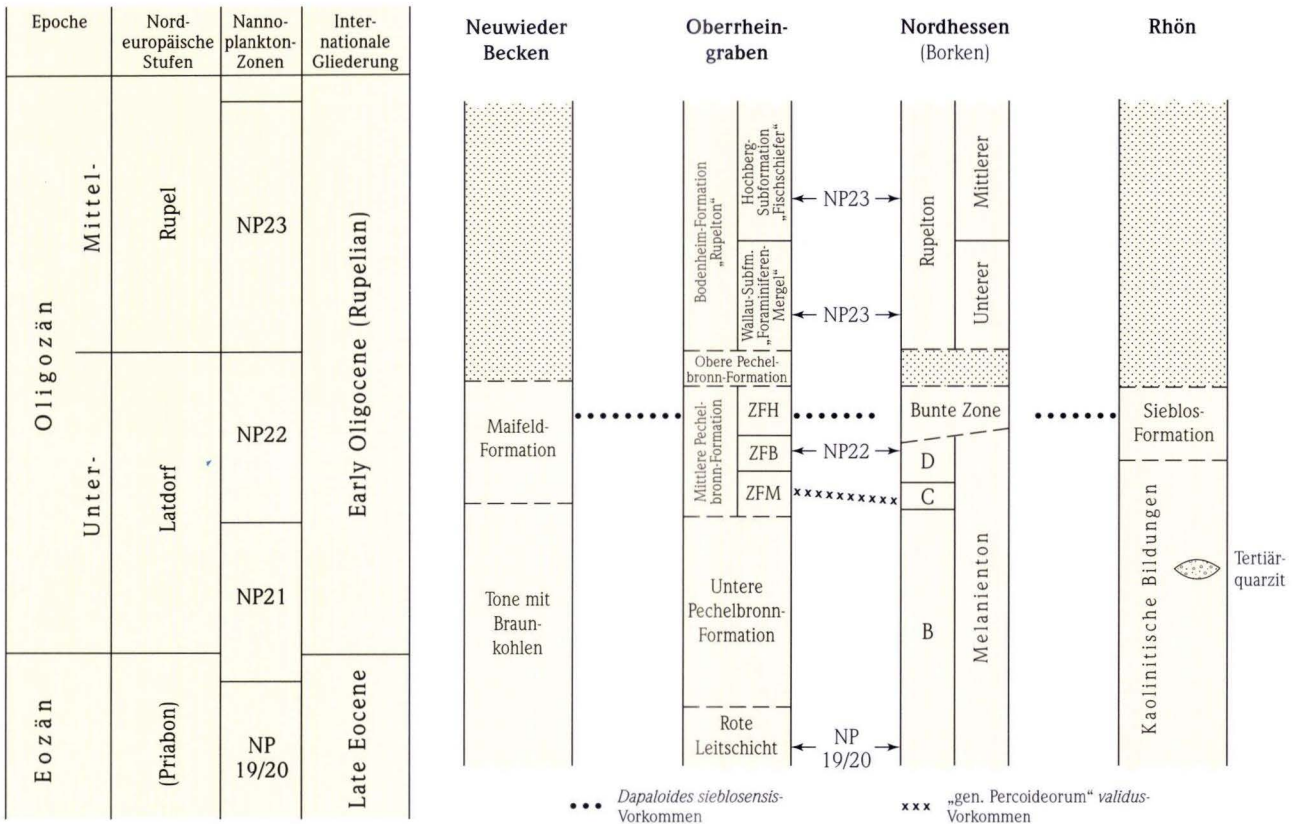
Melanienton und in der Maifeld-Formation des Neuwieder Beckens ermöglichten eine genauere Einstufung der Sieblos-Formation in den höheren Teil des Unter-Oligozäns (in der nordeuropäischen Gliederung: Latdorf-Stufe) aufgrund des Vorkommens von *Dapaloides sieblosensis* (WINKLER) in Sieblos wie auch im Mainzer Becken und im Neuwieder Becken (Tab. 2).

Das Alter der kaolinitischen Bildungen war dagegen wegen fehlender Fossilien lange Zeit nicht näher eingrenzbar. GÜMBEL (1894) sah sie als gleich alt wie die fossilführenden Schichten von Sieblos an (Mittel-Oligozän). BÜCKING (1909a, 1916) verglich die Tone von Abtsroda ebenfalls mit Sieblos, stellte aber die Vorkommen von Mathesberg und Feldbach in das „ältere vorbasaltische Miozän (? Ober-Oligozän/Unter-Miozän)“. Ähnlich äußerte sich HIRSCH (1937). GAHL (1964) zitierte nur die alten Daten und enthielt sich einer Stellungnahme, da damals keine Fossilien vorlagen. LAEMMLEN (1971) spricht von einer „vor- bis frühtertiären kaolinigen Verwitterungsrinde, die sich in der langen Festlandsperiode zwischen Jura und Tertiär gebildet hatte“. Auch HANSEN & LAEMMLEN (in EHRENBURG et al. 1994: 97) stellen die Tone von Abtsroda als Relikte der vor- bis frühtertiären Verwitterungsrinde dar. MARTINI et al. (1994) nehmen ebenfalls eine Bildung an, die wahrscheinlich in der Kreide begann und sich im älteren Tertiär fortsetzte, und stellen die kaolinitischen Bildungen der Rhön in ihrer Tabelle in den Grenzbereich Eozän/Oligozän. Erst durch Fossilfunde in den kaolinitischen Bildungen in der Bohrung Sieblos 1994/1 konnten HOTTENROTT (1998) und MAI (1998) aufgrund von Palynomorphen und Fruktifikationen für einen Teil dieser Bildungen ein mittel- bis obereozänes Alter nachweisen.

Dem als „Braunkohlen-Quarzit“ oder „Tertiär-Quarzit“ bezeichneten Quarzit, der an vielen Stellen der Rhön in isolierten Blöcken und häufig in Verbindung mit Grabenstrukturen zu finden ist (BÜCKING 1916), wurde meist ein untermiozänes Alter zugeschrieben (u.a. BÜCKING 1916, EHRENBURG & HICKE-THIER 2002).

Dagegen gibt HIRSCH (1937, Taf. 1) zwei Quarzitstufen an, ordnet die meisten Vorkommen in das Ober-Chatt ein und nimmt nur für die Vorkommen bei Obernhassen ein fragliches unteroligozänes Alter an. Kennzeichen des Tertiär-Quarzits sind im Allgemeinen „schwimmende“ Quarzkörner in einer feinen Matrix, jedoch sind auch konglomeratische Lagen bekannt. Bereits MARTINI et al. (1994) vermuteten in Analogie mit Vorkommen im Raum Alsfeld (ZULAUF 1987) ein höheres eozänes bis tieferes unteroligozänes Alter der Quarzite, das durch die Bohrung Sieblos 1994/2 (PFLUG 1998) sowie den neueren Bohrungen Sieblos 1998 und 1999 (Abb. 3) zumindest für den Bereich der Wasserkuppenrhön bestätigt wurde. In den drei Bohrungen wurde ein Quarzit-Horizont in vergleichbarem Habitus im höheren Teil der kaolinitischen Bildungen unterhalb der Sieblos-Formation angetroffen, und zwar vom Rand der Struktur im Süden (Bohrung Sieblos 1998) zu deren Zentrum nach Norden (Bohrungen Sieblos 1994/2 und 1999) leicht abgesenkt bei ca. 662 m, 655 m und 652 m ü. NN.

Tab. 2. Stratigraphische Übersicht und Korrelation zwischen dem Neuwieder Becken, dem Oberrheingraben, Nordhessen und der Rhön mit Angaben von Nannoplankton-Zonen und Otolithen-Vorkommen von *Dapaloides sieblosensis* (•••) und „genus Percoideorum“ *validus* (xxx).



5. Lagerungsverhältnisse

Nach den derzeitigen Röt-Vorkommen (Plattensandstein und Braunrote Tonsteine) dürfte die Grenze Röt/Muschelkalk im Gebiet der Grube Sieblös NW der großen Störung gegen den Mittleren Buntsandstein ehemals bei etwa 740 m ü. NN gelegen haben. In drei Bohrungen wurde horizontal gelagerter Unterer Muschelkalk (Wellenkalk ohne Leitbänke) in unterschiedlicher Tiefe angetroffen. In der Bohrung Sieblös 1994/1 in 659 m ü. NN, in der Bohrung Sieblös 1999 in 635 m ü. NN und in der Bohrung Sieblös 1998 in 637 m ü. NN. Unter der Voraussetzung, dass es sich in allen Fällen um Wellenkalk 1 handelt, ergeben sich folgende Absenkungsbeträge: ca. 100 m im Norden und ca. 125 m im zentralen und südlichen Teil. Bedeutsam ist auch ein verstellter, steil einfallender Muschelkalk-Block in der südlichsten Bohrung Sieblös 1998 zwischen 55,80 und 58,60 m Bohrtiefe (ca. 646 bis 649 m ü. NN), der erst nach Bildung von fast 10 m kaolinitischer Ablagerungen von der Seite her nachgebrochen sein muss. Da im Bereich der Rhön wegen der zechsteinzeitlichen Salinarbildungen im Untergrund Subro-

sionsphänomene nicht selten sind, liegt es nahe, auch die Hohlform des Sieblöser Gewässers entsprechend zu interpretieren.

Die Deutung der Lagerstätte Sieblös als eine subsionsbedingte Ablagerungsfolge mit ihrer räumlichen Gliederung scheint nach den bisherigen Ergebnissen besser begründet zu sein als eine Grabenstruktur, die nur einen Teil des ehemaligen Vorkommens erhalten hat (EHRENBERG & HICKETHIER 2002). Auch die Schweremessungen am Westrand der Wasserkuppe durch PIRRUNG (1998) unterstützen diese Deutung. Neben der Struktur der Fossilagerstätte Sieblös konnte PIRRUNG zwei weitere rundliche Formen im Anschluss nach Süden nachweisen (Abb. 6), die jedoch weitgehend von Basaltschutt überdeckt sind. Am Rand der mittleren Struktur konnten in zwei Handgrabungen (Abb. 6: Loc. 1 und 3) und einem tieferen Baggerschurf (Abb. 6: Loc. 2) jeweils kaolinitische Bildungen über zersetztem Mittleren Buntsandstein aufgeschlossen werden. Tonmineralogische Untersuchungen am Material aus diesen Aufschlüssen erbrachten die gleichen Ergebnisse wie

die Untersuchungen an Proben der kaolinitischen Bildungen (Abb. 7) im Grubenbereich (ROTHE 1998). Das Vorkommen von oberoligozänen Fossilien in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus in der Bohrung Sieblos 1998 dürfte ebenfalls auf eine oberoligozäne Ablagerung in einer Subrosions-

struktur zurückzuführen sein, deren genaue Lage allerdings derzeit nicht bekannt ist (BÖHME et al. 2005). In Anbetracht des phreatomagmatischen Ganges, der allerdings jünger als die kaolinitischen Bildungen ist, könnte auch eine Maarbildung nicht gänzlich ausgeschlossen werden.

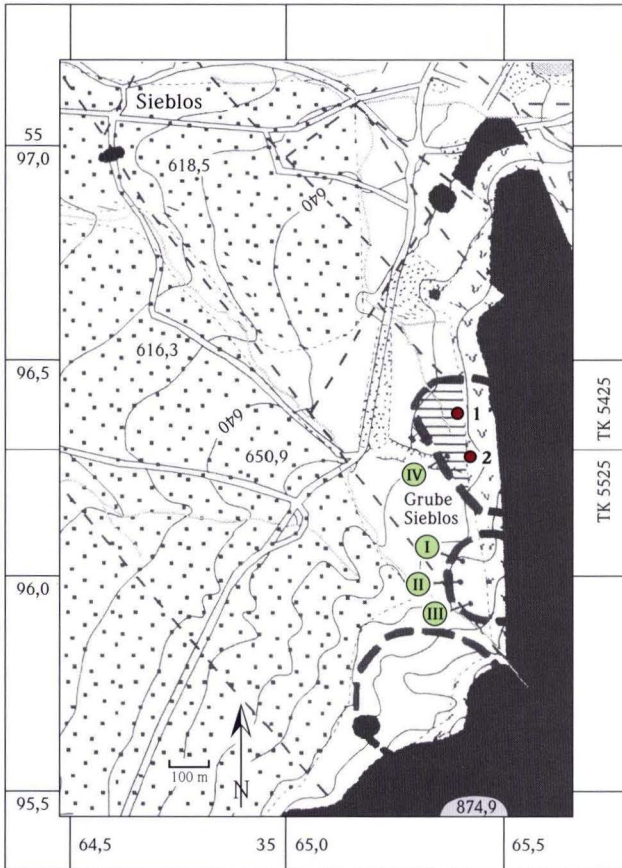


Abb. 6. Karte aus PIRRUNG (1998) mit den drei durch Schweremessungen nachgewiesenen und als Subrosionsgebilde gedeuteten rundlichen Strukturen am Westrand der Wasserkuppe (Störungsmuster nach EHRENBERG et al. 1994).

1 = Bohrung Sieblos 1994/1, 2 = Bohrung Sieblos 1994/2, I bis III = Schürfe in der südlich der Grube Sieblos gelegenen Struktur, IV = Schurf im Bachbett im Bereich der ehemaligen Grube Sieblos.



Abb. 7. Schurf IV (Tiefe etwa 80 cm) in den kaolinitischen Bildungen („Blauer Ton von Sieblos“) im Bachbett im Bereich der ehemaligen Grube Sieblos. Lage vgl. Abb. 6.

6. Zusätzliche Hinweise

Die Stiftung zweier Sammlungen von Sieblos-Fossilien durch den Privatsammler Hugo Schubert (Poppenhausen-Tränkhof) an das Vonderau-Museum in Fulda und an die Gemeinde Poppenhausen führte anlässlich des Neubaus des Gemeindezentrums Poppenhausen zur Einrichtung eines kleinen Museums, das 1995 eröffnet wurde und das speziell der Lagerstätte Sieblos, seiner Erforschung und der ehemaligen

Lebewelt gewidmet ist. Es ist wochentags während der normalen Dienstzeiten sowie am Samstag von 14 bis 16 Uhr zugänglich. Ein bebildertes Museumsführer (PFLUG 1995) sowie ein Faltblatt sorgen für umfangreiche Information. Weitere Angaben sind in Heft 6 der Reihe „Paläontologische Denkmäler in Hessen“ (MARTINI & PFLUG 1997) enthalten. In der Gemeindeverwaltung kann einiges an Literatur erworben werden.

Die Gemeinde Poppenhausen und der Museumsverein Poppenhausen e.V. haben den neuen Ergebnissen Rechnung getragen und am ehemaligen Grubengelände Sieblos eine Erläuterungstafel (Abb. 8) neben dem Gedenkstein für den Entdecker der Fossilagerstätte Ernst Conrad Hassencamp (Abb. 9) aufstellen lassen, die die überholten Angaben der Tafeln 41 und 42 des Geologischen Wanderpfads (LAEMMLEN 1971) ersetzen soll. Sie gibt neben der alten, didaktisch guten geologischen Übersichtskarte der Rhön (BÜCKING 1914) Erläuterungen zur Geologie, insbesondere der Lagerstätte Sieblos, und zeigt in mehreren Bildern wichtige Gesteins- und Fossilvorkommen. Identische Tafeln sind im Ortskern von Poppenhausen und vor der Kirche in Sieblos aufgestellt. Alle Tafeln stehen an einem Rundwanderweg (Hugo-Schubert-Weg) mit

einer Fisch-Signatur, der das Sieblos-Museum im Gemeindezentrum von Poppenhausen mit dem ehemaligen Grubengelände verbindet. Die Signatur nimmt Bezug auf das häufigste größere Fossil der Sieblos-Formation, den Fisch *Dapaloides sieblosensis* (WINKLER).

Danksagung: Für die freundliche Unterstützung danken wir den Herren Dr. R. Blum (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden), der die Gamma-Logs der Bohrungen zur Verfügung stellte, Dr. G. Storch (Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt am Main) bestimmte die Kleinsäugerzähne und M. Schmitteckert (Mannheim) zeichnete die Karten und Profile.



Abb. 8. Neue, am ehemaligen Grubengelände Sieblos aufgestellte Erläuterungstafel mit der Darstellung der geologischen Karte der Rhön von BÜCKING (1914) und einigen Aufnahmen von wichtigen Aufschlüssen und Fossilien.



Abb. 9. An der ehemaligen Grube Sieblos errichteter Gedenkstein für Ernst Conrad Hassencamp, dem Entdecker und Erstbearbeiter der Fossilagerstätte Sieblos.

7. Schriftenverzeichnis

7.1 Zitierte Literatur

- BEYRICH, E. (1856): Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen zur Erläuterung einer geologischen Übersichtskarte. – Abh. Kgl. Akad. Wiss. Berlin f. **1855**: 1–20, 1 Kt.; Berlin.
- BÖHME, M., ENGESSER, B., MARTINI, E. & STORCH, G. (2005): Eine oberoligozäne Fauna in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus (Rhön). – Geol. Jb. Hessen, **132**: 69–78, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BÜCKING, H. (1909a): Bl. Kleinsassen. – Erl. geol. Kt. Preußen, Lfg. **171**: 42 S.; Berlin.
- BÜCKING, H. (1914): Geologische Übersichtskarte der Rhön 1 : 100 000; Berlin.
- BÜCKING, H. (1916): Geologischer Führer durch die Rhön. – Samml. geol. Führer, **21**: 262 S., 46 Abb., 3 Taf., 1 Kt.; Berlin.
- EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen. – 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1998): Vulkanische Bildungen in den Forschungsbohrungen Sieblos 1994/1 und 1994/2, mit Hinweisen auf prä-unteroligozänen Vulkanismus in der Rhön. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Geol. Abh. Hessen, **104**: 77–84, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (2002): Vulkanologische Karte der Wasserkuppenrhön 1 : 15 000 mit Erläuterungen. Mit Vergleichen zur Kuppenrhön. – Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie: 28 S., 21 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Wiesbaden.
- GAHL, H. (1964): Paläontologie und Stratigraphie der tertiären Vorkommen von Sieblos und Obernhäusen in der Rhön. – Diss. Univ. Gießen: 50 S., 2 Abb., 3 Tab.; Gießen.
- GÜMBEL, K.W. VON (1894): Geologie von Bayern. 2. Bd. Geologische Beschreibung

- von Bayern: 1184 S., mit Abb., 1 geol. Kt.; Cassel.
- HASSENKAMP, E. (1856): Mittheilungen an Professor Bronn gerichtet. – N. Jb. Miner. Geogn. Geol. Petrefactenkde., Jg. **1856**: 420–423; Stuttgart.
- HASSENKAMP, E. (1858): Geognostische Beschreibung der Braunkohlenformation in der Rhön. – Verh. phys. med. Ges. Würzburg, **8**: 185–211, Taf. 8; Würzburg.
- HIRSCH, L. (1937): Tertiärgeologische Untersuchungen in der Rhön: 166 S., 14 Taf.; Würzburg-Aumühle (Triltsch).
- HOTTENROTT, M. (1998): Mikroflora aus den Bohrprofilen Sieblos 1994/1 und 1994/2 an der Wasserkuppe/Rhön (Eozän – Unter-Oligozän). – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Geol. Abh. Hessen, **104**: 201–213, 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1971): Die 48 Tafeln des Geologischen Lehrpfades an der Wasserkuppe/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **4**: 65–115, mit Abb.; Fulda.
- MAI, H.D. (1998): Paläokarpologische Untersuchungen im Alttertiär von Sieblos/Rhön. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Geol. Abh. Hessen, **104**: 215–239, 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- MARTINI, E. (1972): Die Gattung *Eosphæroma* (Isopoda) im europäischen Alttertiär. – Senckenbergiana lethaea, **53** (1/2): 65–79, 4 Abb., Taf. 1–2; Frankfurt am Main.
- MARTINI, E. (Koord.) (1988): Geologie und Paläontologie der oligozänen Ablagerungen von Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 5–203, div. Abb., div. Tab., div. Taf.; Fulda.
- MARTINI, E. & PFLUG, B. (1997): Die Fossilagerstätte Sieblos bei Poppenhausen (Wasserkuppe) in der Rhön. Lebensgemeinschaften in einer Ablagerung des Unter-Oligozäns im Landkreis Fulda. – Paläontologische Denkmäler in Hessen, **6**: 16 S., 13 Abb.; Wiesbaden.
- MARTINI, E. & ROTHE, P. (1998): Sieblos an der Wasserkuppe: Forschungsbohrungen in einem alttertiären See. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Geol. Abh. Hessen, **104**: 7–27, 4 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- MARTINI, E. & WEILER, H. (1998): Zum Vorkommen von kieseligen Dinoflagellaten in den unteroligozänen Sieblos-Schichten der Rhön. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Geol. Abh. Hessen, **104**: 157–164, 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- MARTINI, E., ROTHE, P., KELBER, K.-P. & SCHILLER, W. (1994): Sedimentäres Tertiär der Rhön (Exkursion I am 9. April 1994). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **76**: 219–244, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MÖDDEN, C. (1998): Kleinsäuger-Reste aus dem Unter-Oligozän von Sieblos/Rhön. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Geol. Abh. Hessen, **104**: 271–274, 2 Abb.; Wiesbaden.
- PFLUG, B. (1995): Sieblos-Museum Poppenhausen. Versteinertes Leben – Fossilfunde aus der Rhön. – Museumsführer Sieblos-Museum Poppenhausen: 26 S., 27 Abb.; Poppenhausen.
- PFLUG, B. (1998): Zur stratigraphischen Einstufung von Tertiärquarziten in der Umgebung der Wasserkuppe/Rhön. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Geol. Abh. Hessen, **104**: 127–132, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- PIRRUNG, B.M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentral-europäischen Vulkanfeldern. – Mainzer Naturwiss. Archiv, Beih. **80**: 117 S., 26 Abb., 17 Tab., 10 Taf.; Mainz.
- ROTHE, P. (1998): Der unteroligozäne See von Sieblos/Rhön. Salinitäts-Entwicklung nach geochemischen Untersuchungen an den Forschungsbohrungen 1994/1 und 1994/2. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Geol. Abh. Hessen, **104**: 85–100, 7 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- ROTHE, P., MARTINI, E. & NESBOR, H.-D. (2003): Phreatomagmatischer Lapilli-Aschentuffgang in den Sedimenten der Fossilagerstätte Sieblos. Ein Hinweis zum Alter des Vulkanismus in der Rhön. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **85**: 461–472, 8 Abb.; Stuttgart.
- SCHUSTER, M. (1928): Abriß der Geologie von Bayern r.d.Rh. in sechs Abteilungen. Abteilung VI: Geologische Beschreibung des Landstriches zwischen dem Thüringer Wald, Vogelsberg, Odenwald und Fichtelgebirge. – 229 S., 38 Abb., div. Tab.; München (Oldenbourg und Piloty & Loehle).
- ZULAUF, G. (1987): Zur Geologie zwischen Rainrod und Brauerschwend/Oberhessen (Blatt 5221 Alsfeld und Blatt 5222 Grebenau). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a.M.: 258 S., 88 Abb., 6 Tab., 5 Taf., 5 Anl.; Frankfurt am Main.

7.2 Weiterführende Literatur (Ergänzungen zu Martini & Rothe 1998, Teil A: Die Lagerstätte Sieblos direkt betreffend)

- AMELINGMEIER, E. & KELBER, K.-P. (1988): Die Rhön. Gesteine, Mineralien, Fossilien. – Führungsheft Sonderausstellung Mineralogisches Museum Univ. Würzburg: 20 S., 6 Abb.; Würzburg.
- ANDREA, A. (1894): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische des Mainzer Beckens. – Abh. Senckenb. nat. forsch. Ges., **18**: 351–364, 1 Taf.; Frankfurt am Main.
- ASCHENBRENNER, C., MARTINI, E. & SCHUBERT, H. (2000): Ernst Conrad Hassencamp (1824–1881), Apotheker, Kaufmann, Geologe und Bergwerksbesitzer. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **35**: 47–62, 13 Abb.; Fulda.
- BRUHNS, W. (1906): Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reich: 859 S., 1 geol. Kt.; Berlin (Reimer).
- FISCHER, C. (1974): Systematische Stellung der Gattung *Sieblosia* HANDLIRSCH, 1906 (Zygoptera, Lestinoidea: Sieblosiidae). – Odontologica, **3** (4): 211–220, 2 Abb.; Utrecht.
- HAGEMANN, R. (1939): Der hessische Braunkohlenbergbau, eine wirtschaftsgeographische Untersuchung. – Der hessische Raum. Schriftenreihe Geogr. Inst. Univ. Marburg, **2**: 117 S., 8 Tab., 4 Kt.; Marburg.
- HOTTENROTT, M. (2002): Age determinations of palynological assemblages from Lower Tertiary of the Eisenberg Basin (Northern Palatinat, Germany). – Acta Paleontol. Sinica, **41** (4): 565–575, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3; Beijing.
- LUDWIG, R. (1865/66): Fossile Conchylien aus den tertiären Süßwasser- und Meerwasser-Ablagerungen in Kurhessen, Großherzogthum Hessen und der Bayer'schen Rhön. – Palaeontographica, **14**: 40–97, Taf. 11–22; Cassel.
- MAI, H.D. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse: 691 S., 257 Abb., 23 Tab., 14 Taf.; Jena (Fischer).
- MARTINI, E. (2001): Hermann von Meyer,

- E.C. Hassencamp und die Fossilagerstätte Sieblos a.d. Wasserkuppe/Rhön (Unter-Oligozän). – In: KELLER, T. & STORCH, G. (Hrsg.): Hermann von Meyer, Frankfurter Bürger und Begründer der Wirbeltierpaläontologie in Deutschland. – Kleine Senckenberg-Reihe, **40**: 43–46, 5 Abb.; Frankfurt am Main.
- MARTINI, E. (2003): Zur Geologie zwischen Rhön und Vogelsberg. – In: Arbeitskreis „Chronik“ Hofbieber: Hofbieber 1093–2003. Aus der Geschichte eines Dorfes: 18–24, 7 Abb.; Nüsttal-Hofaschenbach (Heinelt).
- MEYER, H. VON (1855): Mittheilungen an Professor Bronn gerichtet. – N. Jb. Miner. Geogn. Geol. Petrefactenkde., Jg. **1855**: 326–337; Stuttgart.
- MEYER, H. VON (1860): Frösche aus den Tertiär-Gebilden Deutschlands. – Palaeontographica, **7**: 123–182, Taf. 16–22; Cassel. (Korrigiertes Zitat)
- PROBST, E. (1986): Deutschland in der Urzeit. Von der Entstehung des Lebens bis zum Ende der Eiszeit: 479 S., mit Abb.; München (Bertelsmann).
- ROTHE, P. (1999): Ein 35 Millionen Jahre alter See in der Rhön: Haldenfunde und Forschungsbohrungen. – Jber. Ver. f. Naturkde. Mannheim, N.F. **6**: 133–147, 12 Abb.; Mannheim.
- SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen: 556 S., 137 Abb., 36 Tab., 5 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ZINCKEN, C.F. (1883): Die geologischen Horizonte der fossilen Kohlen. – In: Die Vorkommen der fossilen Kohlen und Kohlenwasserstoffe, Bd. **3** (1): 191–192; Leipzig (Glöckner).

Manuskript eingegangen am 13.05.2004, angenommen am 16.06.2004

MADELAINE BÖHME¹, BURKART ENGESSER², ERLEND MARTINI³ & GERHARD STORCH⁴

Eine oberoligozäne Fauna in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus (Rhön)

Kurzfassung

Aus den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus der Forschungsbohrung Sieblos 1998 werden fragmentierte Reste von Gastropoden, Salamandern, Fröschen, Panzerschleichen, Krokodilen und Kleinsäugetern beschrieben, die ein oberoligozänes Alter besitzen. Sie wurden in zwei Eruptionsphasen aus

einem noch unbekanntem Fossilvorkommen im Wasserkuppenbereich zusammen mit den Tuffen gefördert, befinden sich somit auf sekundärer Lagerstätte und können nicht zur Altersdatierung der Basis-Tuffe herangezogen werden.

Abstract

Fragmented remains of gastropods, salamanders, frogs, an-guid lizards, crocodiles, and small mammals of Late Oligocene age are described from the basal tuffs of the Wasserkuppen volcanism in the scientific well Sieblos 1998. They were ele-

vated from an unknown fossil occurrence in the Wasserkuppen area together with tuffs in two eruptions, are in secondary position and cannot be used for dating the basal tuffs.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	70
2. Die Fauna	70
3. Nebengesteinskomponenten	77
4. Alttertiär der Rhön	77
5. Schriftenverzeichnis	78

¹ PD Dr. M. Böhme (e-mail: m.boehme@lrz.uni-muenchen.de), Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Sektion Paläontologie, Richard-Wagner-Str. 10, D-80333 München

² Dr. B. Engesser (e-mail: burkart.engesser@bs.ch), Naturhistorisches Museum, Augustinergasse 2, CH-4001 Basel

³ Prof. Dr. E. Martini, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Senckenberg-Anlage 32–34, D-60054 Frankfurt am Main

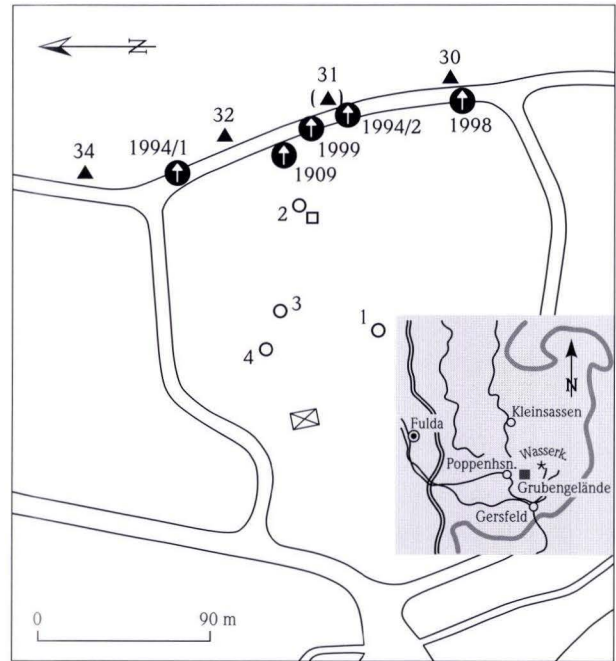
⁴ Dr. G. Storch (e-mail: gerhard.storch@senckenberg.de), Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberg-Anlage 25, D-60325 Frankfurt am Main

1. Einleitung

Die am südlichen Rand der Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe niedergebrachte Bohrung Sieblos 1998 (Abb. 1; Bl. 5525 Gersfeld, R 3565440, H 5996210, 705 m ü. NN) erbrachte über der hier nur 16,30 m mächtigen unteroligozänen Sieblos-Formation 15,60 m pyroklastische Gesteine (MARTINI & ROTHE 2005). In den rötlich bis graubunten Tuffen unterschiedlicher Körnung wurden bereits bei der Geländeaufnahme zwischen 12,90 und 14,00 m Fossilreste (Knochenbruchstücke und Gastropoden) entdeckt. Die Tuffe gehören zu den Basislagen des Wasserkuppen-Vulkanismus (EHRENBERG & HICKETHIER 1994, 2002), so dass Fossilreste wichtige Hinweise auf das Alter der Vulkanite geben könnten. Die bisher bekannt gewordenen Altersangaben zum Rhön-Vulkanismus liegen nach LIPPOLT (1978, 1982) zwischen 25 und 11 Ma, mit Schwerpunkt zwischen 22 und 18 Ma. Als wohl jüngstes Vorkommen im Wasserkuppen-Bereich wird der Lerchenküppel mit 14 Ma angegeben. Eine Fossil-gestützte Datierung gab erstmals GAHL (1964). Er meinte in einem „Tuffit“ nordwestlich Obernhäusen am Südrand der Wasserkuppe Pollen und Sporen des Marxheimer Bildes nachgewiesen zu haben und stellte entsprechend die „Tuffite vom Hemmhauck“ als das „älteste datierbare Glied des Rhönvulkanismus“ in das „höhere Rupel bis tiefere Chatt“. Nachfolgende Untersuchungen bei Obernhäusen ergaben allerdings, dass die Gahl'schen Palynomorphen-führenden Proben aus Rutschmassen zu stammen scheinen, die Tuffe mit älteren tertiären Tonen und Sanden vermischt enthalten. Damit muss das Alter der „Tuffite“ angezweifelt werden (HOTENROTT et al. 1998).

2. Die Fauna

Der fossilführende Abschnitt in den Tuffen der Bohrung Sieblos 1998 wurde zwischen 12,70 und 14,35 m eng beprobt, geschlämmt und die Fossilreste ausgelesen (Tab. 1). Dabei zeigte sich, dass die Gastropoden bis auf wenige Ausnahmen vollständig zerstückelt waren und auch die Knochenreste scheinbar regellos zertrümmert vorlagen. Außerdem war zu erkennen, dass es sich um zwei durch einen fossilereeren Abschnitt getrennte Abfolgen handelt. Die untere Abfolge (13,15–14,00 m) enthält eine typische aquatische Faunengemeinschaft mit Fisch-, Krokodil- und weiteren Wirbeltier-Resten sowie Süßwasser-Gastropoden mit Schwerpunkt in den Proben zwischen 13,50 und 14,00 m (Tab. 1 und 2). Die obere Abfolge (12,80–13,00 m) führte dagegen nur vereinzelte Knochenbruchstücke zusammen mit Kleinsäugerzähnen, einem Krokodilzahn und unbestimmbare Gastropoden-Schalenflitter (Tab. 1 und 2). Die schlechte Erhaltung der Gastropoden in der unteren Abfolge lässt keine artliche Bestimmung zu. Festgestellt wurden Vertreter der Heliciden sowie die



- | | |
|---------------------------|--------------------|
| ⬆ Kernbohrung | ⊠ Kuhstall |
| ○ Sondierungsbohrung 1987 | □ ehem. Mutschacht |
| | ▲ alter Grenzstein |

Abb. 1. Übersichtskarte zur Lage der Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön und Position der Forschungsbohrungen im Bereich des alten Grubengeländes.

Gattungen *Gyraulus* und *Planorbarius*, letztere in den Proben 13,70–13,80 m und 13,80–14,00 m (Taf. 1). Die Reste der Niederen Wirbeltiere (Tab. 2) sind mit Ausnahme der Fisch-Schlundzähne stark fragmentiert und erlauben daher keine Bestimmung im Art-Niveau.

Teleostei (Knochenfische)
 Cyprinidae (Karpfenfische)
 Phoxininae (Elritzen)
Palaeorutilus GAUDANT 1988

***Palaeorutilus* sp.**
 Taf. 2, Fig. 1, 2

Material: 49 Schlundzähne (13,20–13,30 m u. 13,50–13,80 m), 6 Schlundzähne (13,30–13,40 m), 9 Schlundzähne (13,40–13,50 m), 52 Schlundzähne (13,50–13,70 m), 43 Schlundzähne (13,70–13,80 m), 25 Schlundzähne (13,80–14,00 m).

Bemerkungen: Die kleinen Zähne (1–2 mm Höhe) sind schlank, besitzen eine hakenförmige Spitze, und ihre vordere Kauflächenbegrenzung ist gewellt bis glatt. Letzteres unterscheidet sie von der miozänen Gattung *Palaeoleuciscus*, welche durch gut ausgebildete Zacken auf der vorderen Kauflächenbegrenzung gekennzeichnet ist (BÖHME 1996). Eine Bestimmung im Art-Niveau ist auf der Basis von isolierten Schlundzähnen nicht möglich. Beide Gattungen sind häufig im zentraleuropäischen Tertiär, gehören jedoch unterschiedlichen Unterfamilien an und kommen in verschiedenen stratigraphischen Abschnitten vor (BÖHME 1996, 1997, 2000): *Palaeorutilus* (Unterfamilie Phoxiniai-Elritzen, Oligozän), *Palaeoleuciscus* (Unterfamilie Leuciscinae-Weißeishe i.e.S., Miozän, MN 3–9).

Stratigraphische Verbreitung: Die Gattung *Palaeorutilus* ist in Zentral-Europa im gesamten Oligozän von MP 21–30 verbreitet (BÖHME 2000).

Autökologie: Elritzen der Gattung *Palaeorutilus* sind typisch für stehende limnische Gewässer und werden dann meist in großer Zahl gefunden (z.B. Enspel, Rott). Fossil erhaltener Darminhalt deutet auf Insekten als bevorzugte Nahrungsquelle (BÖHME 1996).

Urodela (Schwanzlurche)
Salamandridae (Salamander und Molche)

Salamandridae indet.
Taf. 2, Fig. 3, 4

Material: 1 proximales Femur-Fragment, 1 proximales Wirbel-fragment (13,70–13,80 m).

Bemerkungen und Autökologie: Sowohl der Femur als auch das Wirbelfragment lassen sich auf einen kleinen aquatischen Salamandriden aus dem Verwandtschaftskreis von *Triturus*

Tab. 1. Fossilreste und Nebengesteinskomponenten in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus der Forschungsbohrung Sieblos 1998.

Bohrung Sieblos 1998	Gastropoden-Reste	Knochen-Reste	Schlundzähne	Krokodilzähne	Kleinsäugerzähne	Quarkörner	Sandsteinkörner	Tonsteinkörner	Kristallinkörner	Glimmerschüppchen	Hornblendekristalle	Olivinkristalle	„helle Brocken“	Sonstiges
12,70–12,80 m	–	–	–	–	–	x	–	–	–	–	x	x	–	x
12,80–12,90 m	+	+	–	–	–	x	–	–	+	–	x	–	–	x
12,90–13,00 m	–	x	–	1	3	•	–	x	x	–	•	–	+	x
13,00–13,15 m	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	x	–	–	–
13,15–13,25 m	–	x	?	–	–	–	–	–	–	–	–	–	•	–
13,30–13,40 m	+	+	+	–	–	x	–	–	–	–	–	–	–	x
13,40–13,50 m	x	x	x	–	–	x	–	–	–	–	–	–	–	x
13,50–13,70 m	•	•	•	–	–	•	–	x	?	–	x	x	–	x
13,70–13,80 m	•	•	•	–	1	•	x	x	x	–	x	–	–	x
13,80–14,00 m	•	x	x	2	–	•	x	?	x	+	x	x	–	x
14,00–14,25 m	–	x	–	–	–	•	–	x	x	+	x	–	–	x
14,25–14,35 m	–	–	–	–	–	x	–	?	?	–	x	–	–	x

– = kein Vorkommen; + = sehr selten, x = mäßig häufig, • = häufig, ? = fragliches Vorkommen

Tab. 2. Wirbeltier-Reste in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus der Forschungsbohrung Sieblos 1998.

Teufe	Wirbeltiere
12,80–12,90 m	Tetrapoda indet.
12,90–13,00 m	<i>Diplocynodon</i> sp. <i>Amphiperatherium</i> sp. <i>Eucricetodon</i> sp. Mammalia indet.
13,15–13,25 m	Cyprinidae indet.
13,20–13,30 m, 13,50–13,80 m	<i>Palaeorutilus</i> sp. <i>Chelotriton</i> sp. Pelobatinae indet. Anguidae indet.
13,30–13,40 m	<i>Palaeorutilus</i> sp.
13,40–13,50 m	<i>Palaeorutilus</i> sp.
13,50–13,70 m	<i>Palaeorutilus</i> sp. Pelobatinae indet. Anguidae indet. Mammalia indet.
13,70–13,80 m	<i>Palaeorutilus</i> sp. Salamandridae indet. <i>Chelotriton</i> sp.
13,80–14,00 m	<i>Palaeorutilus</i> sp. <i>Diplocynodon</i> sp. <i>Bransatoglis concavidens</i>
14,00–14,25 m	Tetrapoda indet.

beziehen. Drei Gattungen sind bisher aus dem Oligozän Zentral-Europas bekannt: *Archaeotriton*, *Brachycormus* und *Triturus* (BÖHME 1998, BÖHME & RÖSSLER 2002).

Chelotriton POMEL 1853 (Krokodilmolch-Verwandte)

Chelotriton sensu lato sp.

Taf. 2, Fig. 5, 6

Material: 1 proximales Wirbelfragment (13,20–13,30 m, 13,50–13,80 m), 1 Squamosum (13,70–13,80 m).

Bemerkungen und Autökologie: Diese Gattung ist stark revisionsbedürftig und wird hier als Sammelgattung für Krokodilmolche mit homogen pustulierter Schädelkulptur aufgefasst.

Es existieren sowohl aquatische/semiaquatische Vertreter (z.B. von Enspel/Westerwald) als auch rein terrestrische Arten (z.B. Süddeutsche Spaltenfüllungen).

Stratigraphische Verbreitung: Der älteste Nachweis von *Chelotriton* s.l. stammt aus der Säugerzone MP 27 von der Spaltenfüllung Burgmagerbein 1 (BÖHME 2002). In Mitteleuropa stirbt die Gattung im Mittel-Miozän (höheres MN 6), in Osteuropa im basalen Ober-Miozän (MN 9) aus (BÖHME 2002). In Südeuropa ist sie bis zum oberen Pliozän (MN 16, Belaruc II – Hérault, Frankreich; BAILON 1989) nachgewiesen.

Anura (Frösche)

Pelobatidae (Krötenfrösche)

Pelobatinae (europäische Schaufelkröten)

Pelobatinae indet.

Taf. 2, Fig. 7

Material: 1 Frontoparietal-Fragment (13,50–13,70 m), 1 Schädelfragment (13,20–13,30 m u. 13,50–13,80 m).

Bemerkungen und Autökologie: Eine Skulptur mit Grübchen und zwischengelagerten flachen Wällen bis Pfeilern ist typisch für die Frontoparietalia von Schaufelkröten. Die beiden europäischen Gattungen *Pelobates* WAGLER 1830 und *Eopelobates* PARKER 1929 sind auf der Grundlage dieses Materials nicht zu trennen. Da sich beide auch in der Lebensweise unterscheiden (*Pelobates* grabend, adult rein terrestrisch; *Eopelobates* nicht-grabend, adult terrestrisch in Wassernähe), ist die Aussagekraft des Fundes begrenzt.

Stratigraphische Verbreitung: Die Unterfamilie Pelobatinae ist in Europa seit dem Unter-Eozän bis rezent verbreitet (SANCHIZ 1998).

Scincomorpha (scincomorphe Reptilien)

Anguidae (Schleichen)

Anguidae indet.

Material: 1 Osteoderm (13,50–13,70 m), 1 Osteoderm (13,20–13,30 m u. 13,50–13,80 m).

Bemerkungen und Autökologie: Die Osteoderme der beiden europäischen Anguiden-Gattungen des post-Eozäns *Ophisaurus* DAUDIN 1803 und *Pseudopus* MERREM 1820 sind morphologisch nicht zu trennen. Beide Gattungen sind jedoch strikt terrestrisch. Ihre Reste, insbesondere die Osteoderme, werden jedoch sehr häufig in aquatischen Sedimenten des Tertiärs gefunden.

Eusuchia (Krokodile i.w.S.)
Alligatoridae (Alligatoren)
Diplocynodon POMEL 1847 (europäischer Alligator)

***Diplocynodon* sp.**

Taf. 2, Fig. 8

Material: 1 Zahn (12,90–13,00 m), 2 Zähne (13,80–14,00 m).

Bemerkungen und Autökologie: Der abgebildete Zahn weist basal deutliche Spuren von Resorption auf und ist aufgrund seines gedrungenen Habitus einem Jungtier zuzuordnen. Eine Häufung von resorbierten Zahnkronen von Jungtieren von meist nur 1–5 mm Größe kann auf ein bevorzugtes Eiablage- bzw. Aufwuchs-Habitat der bis zu 2,5 m großen Alligatoren hinweisen. Eine solche Häufung ist z.B. von der mittelmiozänen Fundstelle Sandelzhausen bekannt (BÖHME 1999).

Stratigraphische Verbreitung: Arten der Gattung *Diplocynodon* sind vom Mittel-Eozän (BERG 1966) an nachgewiesen. In Zentral-Europa ist ihr letztes Vorkommen aus dem Mittel-Miozän, basales MN 8 von Anwil (BÖHME 2003) und in Süd-Europa (Spanien) aus dem Ober-Miozän, MN 12 (BÖHME 2002) bekannt.

Ablagerungsmilieu: Aufgrund des Vorkommens von Karpfenfischen (Cyprinidae) kann für die Sedimente aus den Profilabschnitten 13,15 m bis 14,00 m ein limnischer Ablagerungsraum nachgewiesen werden. Das alleinige Vorkommen der Elritze *Palaeorutilus*, das Fehlen von rheophilen Fischen sowie der Molch (Salamandridae indet.) können als Belege für ein ruhiges, möglicherweise euthrophes Gewässer gelten. Die beiden rein terrestrischen Elemente Pelobatidae indet. (Schaufelkröte) und Anguidae indet. (Schleiche) erlauben aufgrund der unklaren generischen Zuordnung keine detaillierten Aussagen zum Umland des Gewässers.

Stratigraphie aufgrund Niederer Wirbeltiere: Die Assoziation von *Palaeorutilus*, *Chelotriton*, Pelobatidae und *Diplocynodon* spricht für ein oberoligozänes Alter der Ablagerung. Diese Vergesellschaftung kann als typisch für das limnische Ober-Oligozän Zentraleuropas angesehen werden und ist von folgenden gut datierten Fundstellen bekannt: Enspel (MP 28, Westerwald), Oberleichtersbach (MP 30, Rhön), Rott (MP 30, Siebengebirge) und mit Ausnahme von *Palaeorutilus* von der Spaltenfüllung Coderet (MP 30, Allier Becken).

Paläoklima: Insbesondere aufgrund des Alligators *Diplocynodon* kann ein ausgeglichenes, subtropisches Klima mit sehr milden Wintern (Monatsmittel > 5 °C) und Jahresmitteltemperaturen deutlich über 14 °C angenommen werden (MARKWICK 1998, BÖHME 2003).

Mammalia (Säuger)
Marsupialia (Beuteltiere)
Didelphidae (Opossums)
Herpetotheriinae

***Amphiperatherium* sp.**

Taf. 1, Fig. 7

Material: 1 Talonid eines M_1 , M_2 oder M_3 (12,90–13,00 m). – SMF 2003/880.

Beuteltiere sind mit einem winzigen Talonid vertreten, das von einem der drei vorderen Molaren stammt. Mit einer größten Breite von 0,68 mm ist das Talonid deutlich kleiner als bei den bekannten *Amphiperatherium*-Taxa des Ober-Oligozäns und Unter-Miozäns von Süddeutschland (ZIEGLER 1990). Es dürfte größtmäßig knapp unterhalb des Variationsbereichs von *Amphiperatherium minutum* liegen (Minimum der Werte für die größte Talonidbreite von $M_1 = 0,71$ mm; CROCHET 1980). Ein kräftiges Entoconid liegt sowohl bei *A. minutum* als auch an dem Fragment aus Sieblos vor. Andererseits scheint *A. minutum* ein gut entwickeltes Postcingulid an den unteren M_1 – M_3 zu besitzen, während es an dem Sieblos-Talonid stark reduziert ist und somit einen abgeleiteten Zustand aufweist. *A. minutum* ist vom Ober-Eozän (MP 16) bis zum oberen Oligozän (MP 26) belegt. Eine artliche Zuordnung allein auf der Grundlage eines isolierten Talonids erscheint jedoch nicht vertretbar.

Placentalia (Plazentalier)
Rodentia (Nagetiere)
Gliridae (Schläfer)

***Bransatoglis concavidens* HUGUENEY 1967**

Taf. 1, Fig. 5

Material: 1 M_2 (13,70–13,80 m). – SMF 2003/875.

Der einzelne M_2 eines Gliriden lässt sich sicher der Gattung *Bransatoglis* zuordnen. Seine Kaufläche ist deutlich konkav. Metalophid und Centrolophid sind gleich wie Mesolophid und Posterolophid auf der Lingualseite verbunden. Das Anterolophid dagegen steht frei. Das Centrolophid reicht sehr weit nach labial. In jeder der vier Synklinalen zwischen diesen Graten befindet sich ein Sekundärgrat.

Die verschiedenen Arten von *Bransatoglis* unterscheiden sich morphologisch nur geringfügig. Wegen der relativ grossen Dimensionen des Einzelzahnes (1,58 x 1,58 mm) kommt nur *B. concavidens* in Frage.

Der einzelne Molar von *Bransatoglis concavidens* gibt für eine Altersbestimmung nicht viel her. Die Art ist relativ selten und ihre stratigraphische Verbreitung infolgedessen unvollständig bekannt. Die Art, ursprünglich von Coderet (MP 30)

beschrieben, ist vor allem aus dem unteren Miozän (MN 1–2) bekannt (DAAMS 1999). Das Vorkommen von *B. concavidens* in Sieblos bildet ein weiteres, wenn auch nicht sehr starkes Argument für eine Einstufung in die Zone MP 30.

Cricetidae (Hamster)
Eucricetodontini

***Eucricetodon* sp.**

Taf. 1, Fig. 6

Material: 1 fragmentarischer M¹ (12,90–13,00 m). – SMF 2003/876.

Das Fragment eines ersten oberen Molaren (M¹) stammt von einer Art der Gattung *Eucricetodon*. Weil dem Zahn die Vorderknospe fehlt, kann seine Länge nicht gemessen werden. Seine Breite beträgt 1,52 mm. Der Mesoloph ist halblang, und ein deutliches Mesostyl ist erkennbar. Von letzterem zieht ein Grat nach vorn zur Spitze des Paraconus (Hinterer Paraconus-Sporn). Der Protoloph verbindet sich mit dem Protoconus-Hinterarm; der Metaloph verläuft direkt zum Hypoconus. Der kurze Protoconus-Vorderarm ist leicht nach hinten gerichtet und endet frei.

Diese Morphologie ist typisch für *Eucricetodon praecursor* und *E. collatus*, kommt seltener auch bei *E. dubius* vor. Aufgrund eines fragmentären M¹ sind die beiden Arten *E. praecursor* und *E. collatus* nicht sicher unterscheidbar. Eine Zugehörigkeit zu *E. dubius* ist weniger wahrscheinlich, aber nicht ausgeschlossen. Bei letzterer Art liegt die Ansatzstelle des Metalops bei etwa 80 % der M¹ vor dem Hypoconus, während sich dieser Grat beim Zahn von Sieblos direkt mit dem Hypoconus verbindet.

Aufgrund des sehr begrenzten Materials ist keine präzise Altersbestimmung möglich. Dennoch kann mit einiger Sicher-

heit gesagt werden, dass diese Funde oberoligozänen Alters sind. *Eucricetodon praecursor* ist typisch für die Zone MP 29. Die Art *E. collatus* ist auf die Zone MP 30 beschränkt (ENGESSER 1985). Eine Zugehörigkeit zu *Eucricetodon longidens*, einer Art, die in MP 30 (Coderet) und in der Schweizer Molasse auch noch im untersten Miozän (MN 1) vorkommt, erscheint weniger wahrscheinlich. Bei dieser Art fehlt der hintere Paraconus-Sporn bei 87 % der M¹ oder ist deutlich schwächer entwickelt als beim Zahn aus Sieblos. Außerdem sind die Zähne von *E. longidens* hochkroniger und massiger. Dass das Stück von Sieblos zu *E. dubius* gehört, ist wegen des Verlaufs des Metalops unwahrscheinlich, aber nicht völlig ausgeschlossen. *E. dubius* kommt in den Zonen MP 27 und 28 vor.

Eine Zugehörigkeit zu einer miozänen Art von *Eucricetodon* kann mit ziemlicher Sicherheit ausgeschlossen werden, da bei diesen der Metaloph am M¹ hinter dem Hypoconus mündet, und der hintere Paraconus-Sporn fehlt. Die miozänen Arten sind auch deutlich größer. Lediglich *E. hesperius* käme bezüglich der Morphologie für eine Zuordnung in Frage. Diese Art, die nur in MN 1 vorkommt, ist jedoch nur aus Südwestfrankreich (Typuslokalität: Paulhiac) bekannt. Da sich in Mitteleuropa im tiefsten Miozän nur *E. longidens* findet, ist eine Zugehörigkeit zu dieser südwestfranzösischen Art wenig wahrscheinlich. Somit kämen wir mit dem Zahn von Sieblos in einen Altersbereich von MP 29–30 oder, wenn man ganz auf der sicheren Seite bleiben will, MP 27–30.

Mammalia indet.

Ein weiterer Kleinsäuger-Zahnrest aus dem Abschnitt 12,90–13,00 m sowie Knochenbruchstücke von Mammaliern in der gleichen Probe und in 13,50–13,70 m konnten wegen der starken Fragmentierung nicht zugeordnet werden. Sie sind in Tab. 2 als Mammalia indet. aufgeführt.

Tafel 1. Fossilreste in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus der Forschungsbohrung Sieblos 1998.

Fig. 1. *Planorbarius* sp.,
SMF 325 449
13,80–14,00 m

Fig. 2. Helicidae indet.,
Schalensplitter vom Mündungsbereich
SMF ohne Nummer
13,70–13,80 m

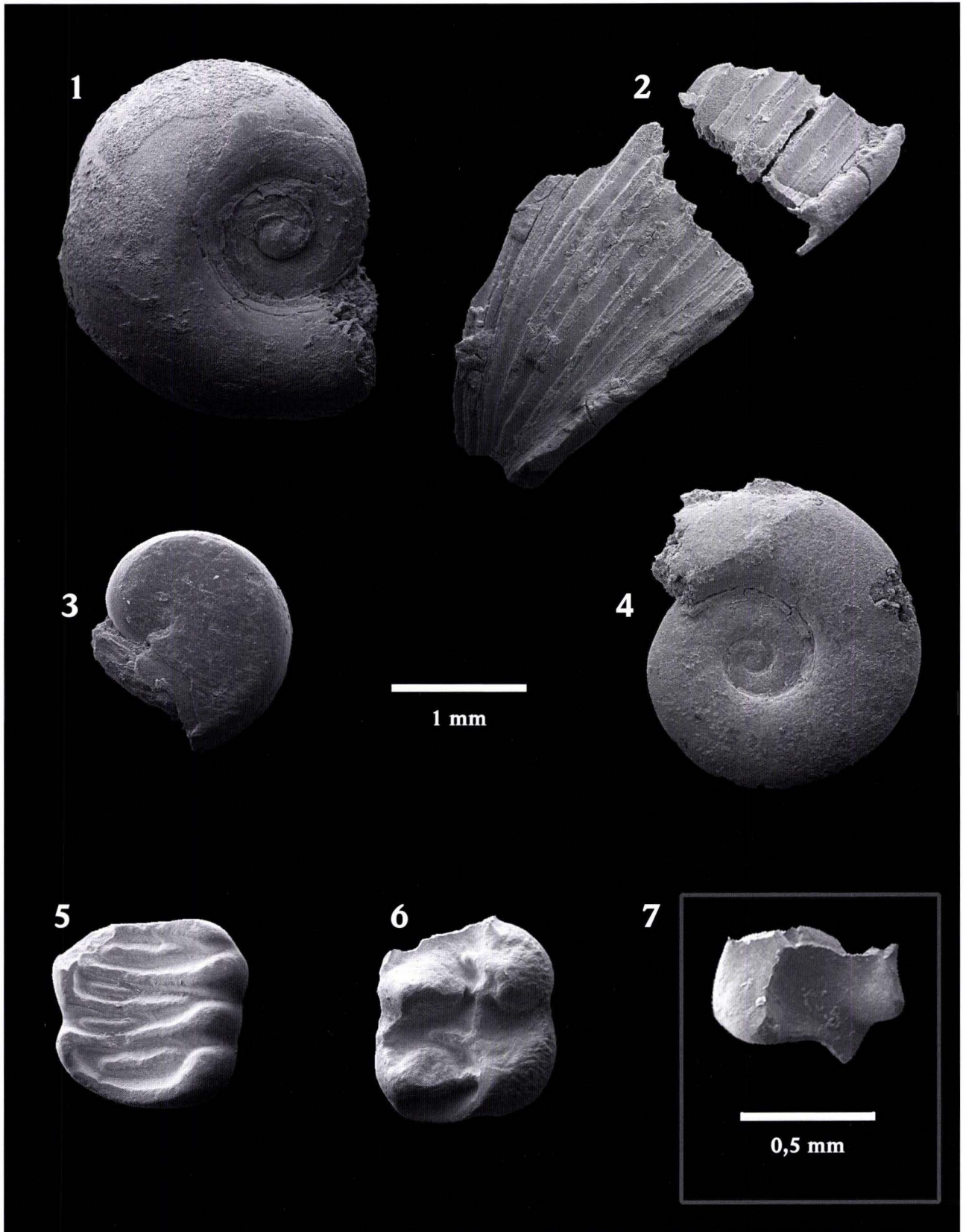
Fig. 3. Helicidae indet.,
Protoconch
SMF ohne Nummer
13,50–13,70 m

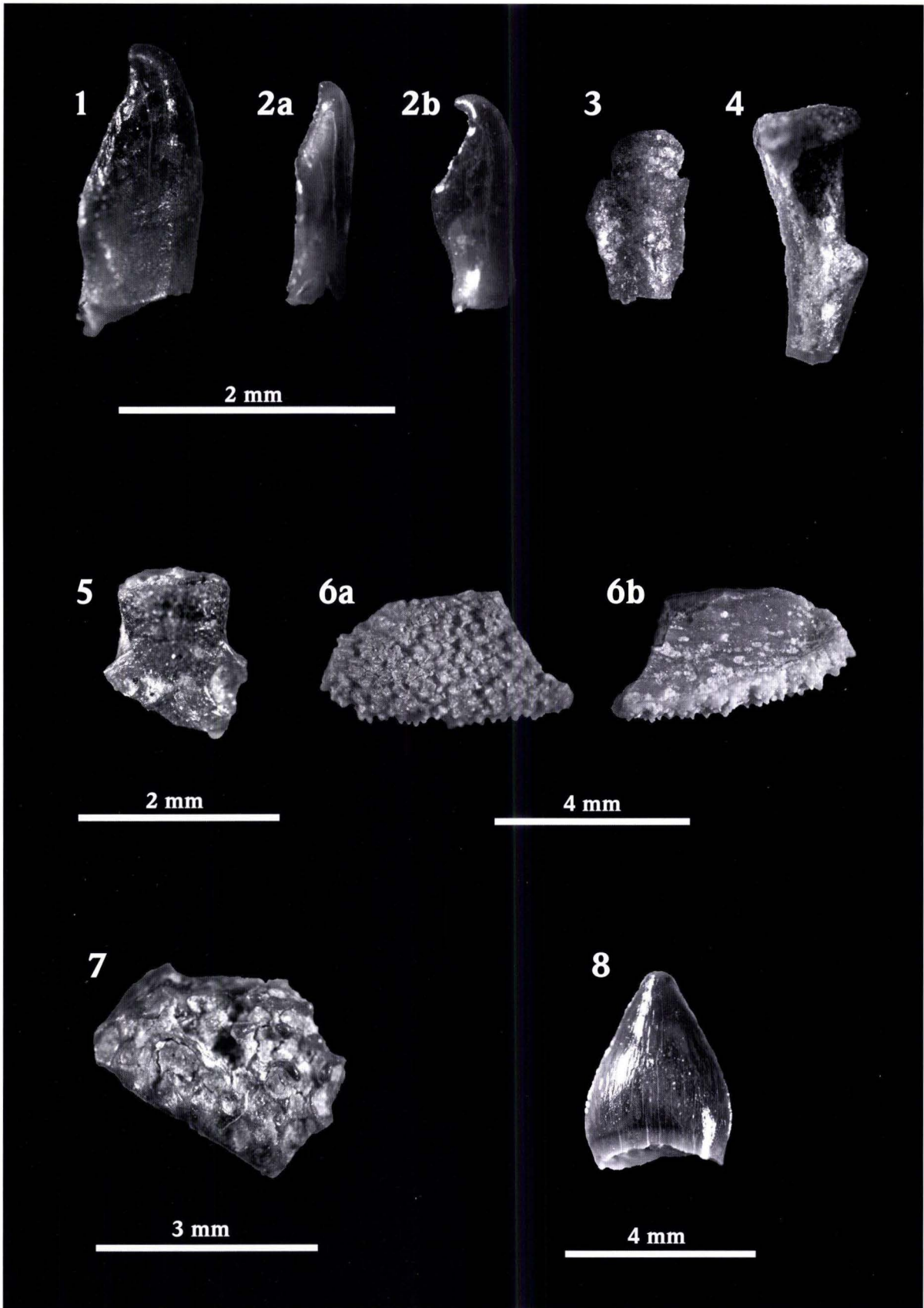
Fig. 4. *Gyraulus* sp.,
SMF 325 450
13,70–13,80 m

Fig. 5. *Bransatoglis concavidens* HUGUENEY 1967,
M₂ in Occlusalansicht
SMF 2003/875
13,70–13,80 m

Fig. 6. *Eucricetodon* sp.,
M¹ (ohne Vorderknospe) in Occlusalansicht
SMF 2003/876
12,90–13,00 m

Fig. 7. *Amphiperatherium* sp.,
Talonid eines M₁, M₂ oder M₃ in Occlusalansicht
SMF 2003/880
12,90–13,00 m





3. Nebengesteinskomponenten

Neben den Fossilresten wurden Gesteinsbröckchen des Untergrunds wie Sandkörner, Sandstein- und Tonstein-Bröckchen, Kristallin-Körner sowie Glimmerschüppchen, Hornblende- und Olivin-Kristalle ausgelesen. Auffallend ist die Parallelität zwischen Menge, Größe und Vielfalt dieser Komponenten und dem Vorkommen von Fossilresten. So nimmt die Häufigkeit und durchschnittliche Größe von gerundeten Quarzen – eckige Quarze sind nur untergeordnet vertreten – von 14,00–14,25 m nach 13,30–13,40 m und nochmals von 12,90–13,00 m nach 12,70–12,80 m ab. Sandstein-, Tonstein- und Kristallin-Bröckchen sind genau dort stärker vertreten, wo die meisten und größten Fossilrümmer gefunden wurden (Tab. 1). Selbst die

Hornblende- und Olivin-Kriställchen zeichnen dieses Bild nach. Es scheint sich um zwei Eruptionsphasen mit jeweils unterschiedlicher Korngrößenverteilung zu handeln, die Material von Buntsandstein und Kristallin sowie fossilhaltiges Tertiär aus dem Untergrund mitrissen und erneut zum Absatz brachten. Damit kann die hier vorgestellte Fauna in den Tuffen der Bohrung Sieblos 1998 nicht zur Altersdatierung der Basis-Tuffe des Wasserkuppen-Vulkanismus herangezogen werden. Sicher ist nur, dass die angetroffene Fauna ein oberoligozänes Alter besitzt und entsprechende sedimentäre Ablagerungen irgendwo im Untergrund der Wasserkuppe anstehen müssen.

4. Alttertiär der Rhön

Die eindeutigen Alttertiär-Vorkommen (Kaolinitische Bildungen, Sieblos-Formation, Kühnstein-Formation, Oberleichtersbach-Formation) sind bisher im Wesentlichen aus dem Westteil der Rhön bekannt geworden und werden in neuerer Zeit weitgehend auf Subrosionsvorgänge zurückgeführt (MARTINI et al. 1994, MARTINI & ROTHE 1998). Eingelagert in die eozänen bis tief unteroligozänen Kaolinitischen Bildungen ist der „Tertiärquarzit“, der aufgrund seiner Position in den Bohrungen Sieblos zumindest in der westlichen Rhön in den Grenzbereich Eozän/Oligozän (PFLUG 1998) und nicht in das Unter-Miozän (EHRENBERG & HICKETHIER 2002) zu stellen ist. Schwere-messungen im Raum Sieblos führten zur Feststellung von mehreren rundlichen Strukturen am Westrand der Wasserkuppe, die ebenfalls eine Subrosionsbildung nahe legen (PIRRUNG 1998). Eine Überprüfung des Randbereichs der der Fossilagerstätte Sieblos am nächsten gelegenen Struktur ergab den Nachweis dieser Kaolinitischen Bildungen (MARTINI & ROTHE 2005).

Das auf der „Vulkanologischen Karte der Wasserkuppenrhön“ (EHRENBERG & HICKETHIER 2002) eingetragene Tertiär-

Vorkommen im Waldrand NNW Obernhäusen (R 3566880, H 5594920) ist dagegen zu streichen. Bei den in einer ehemaligen Sandgrube anstehenden Gesteinen handelt es sich um zum Teil stark verwitterte beigefarbene, fossilfreie Dolomite, die dem Mittleren Muschelkalk angehören dürften.

Dem allochthonen Material in den Tuffen der Bohrung Sieblos 1998 vergleichbare oberoligozäne sedimentäre Ablagerungen sind bisher nur von Vorkommen NE Obernhäusen (Kühnstein-Formation; HOTTENROTT et al. 1998), E Wüstensachsen (Zeche Barbara: *Ferussina*-Tone; FISCHER & WENZ 1914 = Oberleichtersbach-Formation; MARTINI 2000) bekannt. Die mit den Tuffen geförderte Fauna in der Bohrung Sieblos 1998 dürfte aus einem (evtl. auch zwei) noch unbekanntem Ober-Oligozän-Vorkommen im Bereich der Wasserkuppe stammen, das jetzt von den vulkanischen Ablagerungen überdeckt und nicht zugänglich ist, sich aber gut in die Alttertiär-Zone der westlichen Rhön einpasst (MARTINI et al. 1994).

◀ **Tafel 2. Fossilreste in den Basis-Tuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus der Forschungsbohrung Sieblos 1998.**

- | | |
|---|--|
| <p>Fig. 1. <i>Palaeorutilus</i> sp.,
SMF P 9628
Schlundzahn von anterior
13,20–13,30 m + 13,50–13,80 m</p> | <p>Fig. 5. <i>Chelotriton</i> sp.,
SMF A 603
Wirbelfragment von ventral
13,20–13,30 m + 13,50–13,80 m</p> |
| <p>Fig. 2. <i>Palaeorutilus</i> sp.,
SMF P 9629
Schlundzahn, a: anterior, b: posterior
13,50–13,70 m</p> | <p>Fig. 6. <i>Chelotriton</i> sp.,
SMF A 605
Squamosum, a: dorsal, b: ventral
13,70–13,80 m</p> |
| <p>Fig. 3. Salamandridae indet.,
SMF R 4988
Wirbelfragment von ventral
13,70–13,80 m</p> | <p>Fig. 7. Pelobatinae indet.,
SMF A 604
Frontoparietalfragment von dorsal
13,70–13,80 m</p> |
| <p>Fig. 4. Salamandridae indet.,
SMF R 4989
Femur
13,70–13,80 m</p> | <p>Fig. 8. <i>Diplocynodon</i> sp.,
SMF R 4987
Zahn
13,80–14,00 m</p> |

Danksagung: Für Diskussion und Überprüfung der Gastropoden-Funde danken wir Herrn Dr. R. Janssen (Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg, Frankfurt am Main), für die Anfertigung von Taf. 1 Frau K. Krohmann (ebenfalls Senckenberg).

Aufbewahrung des Materials: Das Fossilmaterial aus den Tuffen der Bohrung Sieblos 1998 wird im Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg unter den Katalog-Nummern SMF 325449–325450 (Gastropoden), SMF 2003/875–2003/876, 2003/880 (Kleinsäuger), SMF P 9628–9629 (Fische), SMF A 603–604 (Amphibien) und SMF R 4987–4988 (Reptilien) aufbewahrt.

5. Schriftenverzeichnis

- BAILON, S. (1989): Les Amphibiens et les Reptiles du Pliocene superieur de Belaruc II (Herault, France). – *Palaeovertebrata*, **19** (19): 7–28; Montpellier.
- BERG, D.E. (1966): Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus?*, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **52**: 1–105; Wiesbaden.
- BÖHME, M. (1996): Revision der oligozänen und untermiozänen Vertreter der Gattung *Palaeoleuciscus* (Teleostei, Cyprinidae) Mitteleuropas. – *Diss. Univ. Leipzig*: 109 S.; Leipzig.
- BÖHME, M. (1997): Small Cyprinids from the Tertiary of Europe – the genus *Palaeoleuciscus* (Leuciscinae). – *Proc. 9. Internat. Congr. Europ. Ichthyol., Trieste*, 24.–30. August 1997/15; Trieste.
- BÖHME, M. (1998): *Archaeotriton basalticus* (VON MEYER, 1859) (Urodela, Salamandridae) aus dem Unteroligozän von Hammerunterwiesenthal (Freistaat Sachsen). – *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, **43/44**: 265–280; Dresden.
- BÖHME, M. (1999): Die miozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 16. Fisch- und Herpetofauna – Erste Ergebnisse. – *N. Jb. Paläont. Geol. Abh.*, **214** (3): 487–495; Stuttgart.
- BÖHME, M. (2000): Die Cypriniden (Teleostei, Cypriniformes) des oberoligozänen Maas von Enspel nebst Bemerkungen zur Phylogenie und Biogeographie der Phoxininae. – *Paläont. Z.*, **74** (1/2): 99–112; Stuttgart.
- BÖHME, M. (2002): Paläoklima und aquatische Ökosysteme im Neogen Europas – Neue Forschungsansätze auf der Basis von Niederen Wirbeltieren. – *Habil.-Schrift Dep. Geo- u. Umweltwiss. Ludwig-Maximilians- Univ. München*: 194 S.; München.
- BÖHME, M. (2003): Miocene Climatic Optimum: evidence from Lower Vertebrates of Central Europe. – *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **195** (3/4): 389–401; Amsterdam (Elsevier).
- BÖHME, M. & RÖSSLER, R. (2002): Fund eines zweiten Skelettes von *Archaeotriton basalticus* (Urodela, Salamandridae) aus dem unteroligozänen Maar von Hammerunterwiesenthal (Erzgebirge). – *Veröff. Mus. Naturkde. Chemnitz*, **25**: 63–68; Chemnitz.
- CROCHET, J.-Y. (1980): Les marsupiaux du Tertiaire d'Europe: 279 S.; Paris (Singer-Polignac).
- DAAMS, R. (1999): Family Gliridae. – In: RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (eds.): *The Miocene land mammals of Europe*: 301–318; München (Pfeil).
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1994): Vulkanische Abfolge. – *Erl. Geol. Kt. Hessen 1*: 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 102–215; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (2002): Vulkanologische Karte der Wasserkuppenrhön 1 : 15 000 mit Erläuterungen. Mit Vergleichen zur Kuppenrhön. – *Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie*: 28 S., 21 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Wiesbaden.
- ENGESSER, B. (1985): Die Gattung *Eucricetodon* (Mammalia, Rodentia) im Grenzbereich Oligozän/Miozän. – *Eclogae geol. Helv.*, **78** (3): 669–692; Basel.
- FISCHER, K. & WENZ, W. (1914): Das Tertiär in der Rhön und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. – *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst.*, **35** (2): 37–75; Berlin.
- GAHL, H. (1964): Paläontologie und Stratigraphie der tertiären Vorkommen von Sieblos und Obernhäusen in der Rhön. – *Diss. Univ. Gießen*: 50 S.; Gießen.
- HOTTENROTT, M., MARTINI, E. & NICKEL, B. (1998): Palynologische Datierung der Kühnstein-Schichten der Rhön in das Ober-Oligozän. – *Geol. Jb. Hessen*, **126**: 37–45; Wiesbaden.
- Lippolt, H.-J. (1978): K/Ar-Untersuchungen zum Alter des Rhön-Vulkanismus. – *Fort-schr. Mineral.*, **56**, Beih. 1: 85; Stuttgart.
- Lippolt, H.-J. (1982): K/Ar-Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europe. – *Geol. Jb.*, **A 52**: 113–135; Hannover.
- MARKWICK, P. (1998): Fossil crocodylians as indicators of Late Cretaceous and Cenozoic climates: implications for using palaeontological data in reconstructing palaeoclimate. – *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **137**: 205–271; Amsterdam.
- MARTINI, E. (2000): Die Doline Oberleichtersbach bei Bad Brückenau. Ein Ober-Oligozän Vorkommen von überregionaler Bedeutung. – *Beitr. Naturkde. Osthessen*, **35**: 63–68; Fulda.
- MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.) (1998): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – *Geol. Abh. Hessen*, **104**: 274 S.; Wiesbaden.
- MARTINI, E. & ROTHE, P. (2005): Die Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. Neue Daten zur Genese, zum Alter und zur Fossilführung. – *Geol. Jb. Hessen*, **132**: 55–68, 9 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MARTINI, E., ROTHE, P., KELBER, K.-P. & SCHILLER, W. (1994): Sedimentäres Tertiär der Rhön (Exkursion I am 9. April 1994). – *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, **N.F. 76**: 219–244; Stuttgart.
- PFLUG, B. (1998): Zur stratigraphischen Einstufung von Tertiärquarziten in der Umgebung der Wasserkuppe/Rhön. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): *Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön*. – *Geol. Abh. Hessen*, **104**: 127–132; Wiesbaden.
- PIRRUNG, B.M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentral-europäischen Vulkanfeldern. – *Mainzer Naturwiss. Archiv, Beiheft* **20**: 117 S.; Mainz.
- SANCHIZ, B. (1998): *Handbuch der Paläoherpetologie. Teil 4, Saliencia*: 275 S.; München (Pfeil).
- ZIEGLER, R. (1990): Didelphidae, Erinaceidae, Metacodontidae und Dimylidae (Mammalia) aus dem Oberoligozän und Untermiozän Süddeutschlands. – *Stuttgarter Beitr. Naturkde., Ser. B*, **158**: 1–99; Stuttgart.

MATTHIAS C. GRIMM¹

Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken)

Kurzfassung

Im Oberrheingebiet werden seit dem 19. Jh. zahlreiche lithostratigraphische Einheiten unterschieden, die z.T. so definiert wurden, dass sie den heute gültigen Richtlinien der stratigraphischen Nomenklatur entsprechen oder nahekommen. In der vorliegenden Arbeit werden die Definitionen dieser Einheiten ergänzt, einige Einheiten zusätzlich neu benannt und wenige neue Einheiten geschaffen. Die lithostratigraphischen Einheiten werden dann hierarchisch gegliedert. Im Oberrheingraben werden unterschieden: Oberrhein-Gruppe mit „Siderolith-Schichten“, „Eozäner Basiston“ und „Steingang“; Haguenau-Gr. mit Bouxwiller-Formation, „Grüne Mergel“ (u.a. mit Brunstatt-Subformation) und „Rote Leitschicht“; Pechelbronn-Gr.; Stockstadt-Gr. mit Froidefontaine-Subgruppe (Alzey-Fm., Bodenheim-Fm., „*Meletta*-Schichten“, „Cyrenenmergel“), Elsaß-Sbgr. („Elsäs-

ser Molasse“, Niederrödern-Fm., Tüllingen-Fm.) und Worms-Sbgr. („Untere Cerithienschichten“, „Mittlere Cerithienschichten“, „Obere Cerithienschichten und *Inflata*- und Hydrobienschichten“, „klastische Randfazies“); Ried-Gr. Im Mainzer und im Hanauer Becken werden unterschieden: Oberrhein-Gr. mit „Eozäner Basiston“; Pechelbronn-Gr.; Selztal-Gr.; Mainz-Gr. Letztere wird in die „Mittleren Cerithienschichten (unterer Teil)“, Oberrad-Fm., Rüssingen-Fm., Wiesbaden-Fm. (mit Hartenberg-Sbfm., Kästrich Sbfm. mit Linsenberg-Bank und Wäschbachtal-Sbfm.), „Obere Hydrobienschichten“, Niederrad-Fm. und Praunheim-Fm. untergliedert. Die einzelnen Einheiten gehören unterschiedlichen Faziesbereichen an. Durch einen Vergleich mit der eustatischen Meeresspiegelkurve können mehrere Transgressions-Regressionen erkannt werden.

Abstract

The lithostratigraphic units, used since the 19th century in the Upper Rhinegraben area, were partly defined in agreement with the modern rules of the international stratigraphic guide. In this publication the definitions are completed and some new units are introduced. The following lithostratigraphic hierarchy is built: In the Upper Rhinegraben: Oberrhein-Group with „Siderolith-Schichten“, „Eozäner Basiston“ and „Steingang“; Haguenau-Gr. with Bouxwiller-Formation, „Grüne Mergel“ (with Brunstatt-Member) and „Rote Leitschicht“; Pechelbronn-Gr.; Stockstadt-Gr. with Froidefontaine-Subgroup (Alzey-Fm., Bodenheim-Fm., „*Meletta*-Schichten“, „Cyrenenmergel“), Elsaß-Sbgr. („Elsässer Molasse“, Niederrödern-Fm., Tüllingen-Fm.) and Worms-Sbgr. („Untere Cerithien-

schichten“, „Mittlere Cerithienschichten“, „Obere Cerithienschichten and *Inflata*- and Hydrobienschichten“, „clastic marginal facies“); Ried-Gr. In the Mainz and Hanau Basins: Oberrhein-Gr. with „Eozäner Basiston“; Pechelbronn-Gr.; Selztal-Gr.; Mainz-Gr. The latter is divided in „Mittlere Cerithienschichten (unterer Teil)“, Oberrad-Fm., Rüssingen-Fm., Wiesbaden-Fm. (with Hartenberg-Sbfm., Kästrich Sbfm. with Linsenberg-bed and Wäschbachtal-Sbfm.), „Obere Hydrobienschichten“, Niederrad-Fm. and Praunheim-Fm. The listed lithostratigraphic units belong to different facies. By correlating the lithostratigraphic sequences of the Upper Rhinegraben area with the sequence chronostratigraphy chart several eustatic sea level changes can be recognized.

¹ Dr. M.C. Grimm (e-mail: UDL.DrGrimm@t-online.de), Eduard-Frank-Straße 12, D-55122 Mainz

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	80
2. Historischer Überblick	84
2.1 Südlicher Oberrheingraben, Sundgau und Breisgau	84
2.2 Erdölgebiete Pechelbronn und Bienwald	84
2.3 Mainzer Becken	85
2.4 Oberrheingraben	85
3. Lithostratigraphische Gliederung	87
3.1 Oberrhein-Gruppe	87
3.2 Haguenau-Gruppe	89
3.2.1 Bouxwiller-Formation	90
3.2.2 „Grüne Mergel“	91
3.2.2.1 Brunstatt-Subformation	91
3.3 Pechelbronn-Gruppe	91
3.4 Stockstadt-Gruppe	92
3.4.1 Froidefontaine-Subgruppe	93
3.4.2 Elsaß-Subgruppe	95
3.4.2.1 Niederrödern-Formation	96
3.4.2.2 Tülingen-Formation	97
3.4.3 Worms-Subgruppe	98
3.5 Selztal-Gruppe	100
3.6 Mainz-Gruppe	100
3.6.1 Wiesbaden-Formation	101
3.6.1.1 Hartenberg-Subformation	101
3.6.1.2 Kästrich-Subformation	103
3.6.1.2.1 Linsenberg-Bank	105
3.6.1.3 Wäschbachtal-Subformation	106
4. Grundzüge der Beckendynamik und Sequenzstratigraphie	106
5. Schriftenverzeichnis	108

1. Einleitung

Die stratigraphische Gliederung des Oberrheingrabens und dessen Randgebiete geht in ihren Grundzügen auf Untersuchungen des 19. und des beginnenden 20. Jahrhunderts zurück. Dabei konzentrierte sich die Erforschung zunächst hauptsächlich auf das Mainzer Becken, das Pechelbronner Ölfeld und den Sundgau. Ausgehend von diesen relativ gut aufgeschlossenen „Schlüsselregionen“ wurden die dort gewonnenen Erkenntnisse im Rahmen der Erdöl- und Erdgasexploration Mitte des 20. Jahrhunderts allmählich auf die zentralen Gebiete des Oberrheingrabens übertragen.

Die zu Beginn der geologisch-stratigraphischen Erforschungsgeschichte des Oberrheingrabens (Abb. 1) durchgeführten Gliederungen beruhten zunächst grundsätzlich auf lithostratigraphischen Prinzipien. Man unterschied die Sedimentabfolgen nach der Farbe und der Gesteinsbeschaffenheit, was sich in Namen wie „Terrain sidérolithique“ (GREPPIN 1870), „Steingang“ (SCHNARRENBERGER 1915), „Grüne Mergel“ (FÖRSTER 1911), „Rote Dolomitmergel mit Anhydrit“ (VAN WERVEKE 1895)

oder „Oberer Kalksandstein“ (FÖRSTER 1909b) niederschlägt. Zur weiteren Charakterisierung wurden dann auch chronostratigraphische Namen, wie z.B. „Eozäner Basiston“ (MOOS 1934) oder „Rupelton“ (BOETTGER 1875) oder Fossilbezeichnungen, wie z.B. „Melanienkalk“ (FÖRSTER 1888) oder „Cyrenenmergel“ (SANDBERGER 1853) hinzugefügt. Schon früh wurden aber auch Namen von Lokalitäten einbezogen, wie z.B. beim „Buchweiler Kalk“ (ANDREAE 1887a), beim „Brunnstätter Kalk“ (WENZ 1921), den „Pechelbronner ölführenden Schichten“ (VAN WERVEKE 1895) und anderen. Erst ab Mitte des 20. Jahrhunderts hat man versucht, die oben genannten Schichten mittels Leitfossilien (meist Mikrofaunen) von einander abzugrenzen, um diese auch in den Spülbohrungen der Erdölexploration, in denen häufig keine scharfe lithologische Gliederungen erkennbar waren, miteinander korrelieren zu können. Da die Leitfossilien jedoch nicht immer an die lithologischen Wechsel gebunden waren, wurde durch diese biostratigraphische Arbeitsweise eine gewisse Unschärfe in Bezug

auf die lithologische Gliederung verursacht. Für das Auffinden der Erdöl- und Erdgaslagerstätten spielte das jedoch keine wesentliche Rolle.

Viele der o.g. Schichten wurden bei ihrer Einführung bereits so definiert, dass sie schon den heute gültigen stratigraphischen Richtlinien genügen: Sie wurden relativ ausführlich beschrieben und mit Typusgebiet, Typuslokalitäten und Profilen belegt. Allein die Namensgebung entspricht nicht den heutigen Anforderungen.

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, die bereits im heutigen Sinn definierten Einheiten in die lithostratigraphische Hierarchie einzuordnen und mit verwendbaren Namen zu belegen. In wenigen Fällen werden dazu auch neue lithostratigraphische Einheiten definiert. Hierbei wurde den Emp-

fehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur nach STEININGER & PILLER (1999) gefolgt.

Prinzipiell kann die tertiäre Schichtenfolge im Oberrheingebiet und den angrenzenden Randbecken in sieben Gruppen und drei Subgruppen mit zahlreichen Formationen und Subformationen unterteilt werden, wobei unterschiedliche Faziesgebiete berücksichtigt werden müssen (Abb. 1). Die Messel-Formation (WEBER & HOFMANN 1982) lässt sich als einzige nicht in eine Gruppe oder Subgruppe einordnen und wird im Folgenden nicht weiter behandelt.

Im südlichen Oberrheingraben beginnt die tertiäre Schichtenfolge mit den terrestrischen bunten Basisschichten („Eozäner Basiston“, „Siderolith-Schichten“ und „Steingang“), die hier als Oberrhein-Gruppe bezeichnet werden. Darüber folgen die limnisch-brackische Bouxwiller-Formation, der „Grüne Mergel“ und die „Rote Leitschicht“. Sie werden im Folgenden als Haguenaugruppe zusammengefasst. Diese wird überdeckt von der Pechelbronn-Gruppe und dann von der brackisch-marinen Froidefontaine-Subgruppe („Meeressand“, Bodenheim-Formation, „Meletta-Schichten“ und „Cyrenenmergel“). Die Elsaß-Subgruppe (Niederrödern-Formation, „Elsässer Molasse“ und Tüllingen-Formation) überlagert dann die Froidefontaine-Subgruppe. Die jüngsten tertiären Schichtglieder werden durch Ablagerungen des Urrhein- und Uraare-Systems gebildet.

Auch im nördlichen Oberrheingraben und im Mainzer Becken treten als tiefste tertiäre Ablagerungen Sedimente der Oberrhein-Gruppe auf. Die darüber folgende Haguenaugruppe reicht aber nur bis in den Bereich der Marnheimer Bucht nach SPUHLER (1937) bzw. in das Eisenberger Becken nach SCHÄFER (1998, 2000). Erst die Pechelbronn-Gruppe tritt dann wieder im gesamten nördlichen Oberrheingraben und dem Mainzer Becken auf. Oberhalb der Ablagerungen der Pechelbronn-Gruppe findet man im Mainzer Becken die Selztal-Gruppe (GRIMM et al. 2000) und darüber das Kalktertiär, das hier als Mainz-Gruppe bezeichnet wird. Im nördlichen Oberrheingraben werden zu dieser Zeit die Froidefontaine-Subgruppe und die Elsaß-Subgruppe, die allerdings nur noch aus der Niederrödern-Formation besteht, abgelagert. Im Hanauer Becken beginnt die Sedimentation erst mit der Ablagerung der Froidefontaine-Subgruppe. Oberhalb der Niederrödern-Formation finden sich im mittleren und nördlichen Oberrheingraben dunkle brackische bis limnische Tonmergel mit vereinzelten Kalklagen. Sie werden hier als Worms-Subgruppe bezeichnet und sind ein Äquivalent des Kalktertiärs (hier Mainz-Gruppe) und der „Unteren Cerithienschichten“ (höchster Teil der Selztal-Gruppe) des Mainzer Beckens. Die Froidefontaine-Subgruppe, die oberrheinischen Anteile der Elsaß-Subgruppe und die Worms-Subgruppe werden zur Stockstadt-Gruppe zusammengefasst. Mit der überlagernden Ried-Gruppe und den Ablagerungen des Urrhein-Urmain-Systems wird das Tertiär im nördlichen Rheingraben abgeschlossen.

Auf die Ablagerungen der jungmiozänen bis pliozänen Flusssysteme wird im Folgenden nicht näher eingegangen.

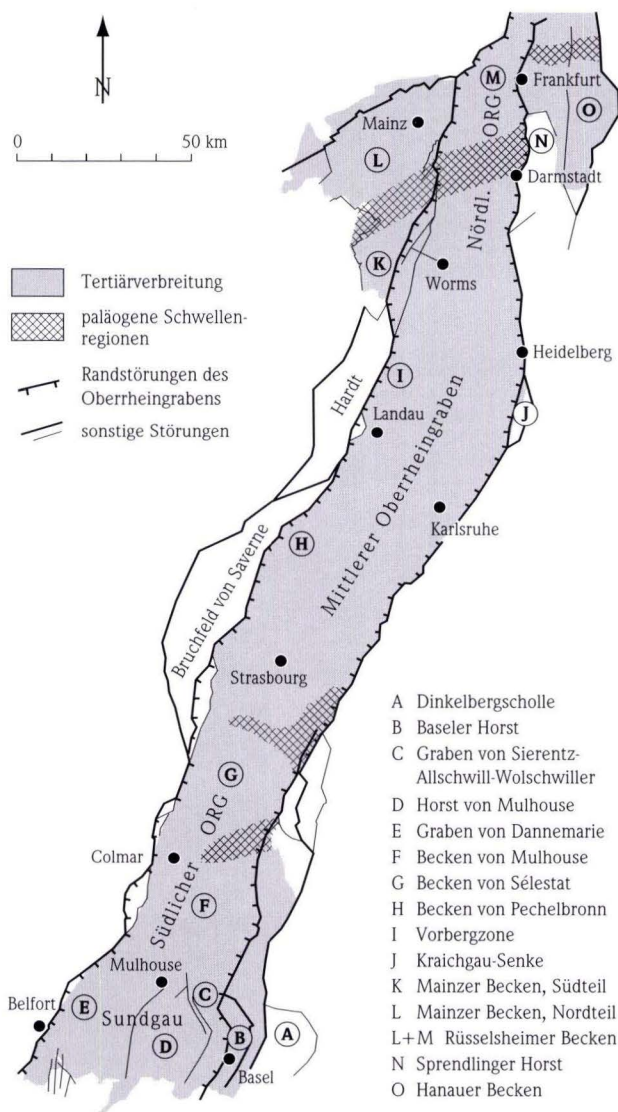


Abb. 1. Übersichtskarte des Oberrheingrabens mit den wichtigsten tektonischen Elementen in Anlehnung an DOEBL & OLBRECHT (1974), SISSINGH (1998), STAFF & HARTMANN (1981) und WITTMANN (1949).

Tab. 1. Historischer Überblick.

ANDREAE (1887)		GUTZWILLER (1890)		FÖRSTER (1909a)		FÖRSTER (1909b)		WAGNER (1913)	
Kalk von Tülingen		Süßwasserkalk				Oberer Kalksandstein		Süßwasserzone	
Cyrenenmergel		Cyrenenmergel		Fischer-schiefer				Cyrenenmergel	
Blättersdst. m. <i>Meletta</i>		Habsheimer Sand		Typischer Fischer-schiefer				Melettaschiefer	
Fischschiefer		Septarienthon		Foraminiferenreicher mergl. Kalk u. Mergel		Foraminiferenmergel		Amphisyleschiefer=typischer Fischer-schiefer	
graue Mergel		Meeressand und Conglomerate						Foraminiferenmergel	
Petroisandmergel		Oberer Haustein		Unterer Haustein		Gipszone		Gipszone	
		Kalk mit <i>Helix cf. rugulosa</i>				Limnische Zone		Knollenanhydrit-Steinsalzzone (im oberen Teil mit lokalen limnischen Bildungen)	
		Unterer Haustein				Dolomit-Anhydritmergel			
Schichten von Rufach		Plattiger Steinmergel		Plattiger Steinmergel		obere bituminöse Zone		obere bituminöse Zone mit Steinsalz und Kalisalzen	
Cyrenenkalk, plattige Kalke und Steinmergel		Mergel mit <i>Limnaeus brachygaster</i>		Hombresimergel		versteinerungsreiche Zone		versteinerungsreiche Zone	
						Konglomeratzone		Konglomeratzone	
Melanienkalk		Melanienkalk		Melanienkalk		Dolomitmergelzone		Dolomitmergel	
Buchsweiler-Kalk		Gelbl. Mergel und Süßwasserkalk mit Blättern		Blockkonglomerat und Mergel mit Malmblöcken		Kalkmergelzone		Kalkmergel	
						Konglomeratzone		Konglomeratzone	
						Konglomeratzone		Konglomeratzone	
		Kalk mit <i>Pl. pseudo-ammonius</i>		Blockkonglomerat		Grüne Mergel		Kalkmergel	
		Bohnerzzone und Huppererde		Bolus/Hupper/Huppersand		Bohnerz/Hupper		Bohnerzformation	

2. Historischer Überblick

2.1 Südlicher Oberrheingraben, Sundgau und Breisgau

Die heute noch gebräuchliche Gliederung der tertiären Abfolgen im südlichen Oberrheingraben, dem Sundgau und dem Breisgau gehen im Wesentlichen auf die Untersuchungen von GREPPIN (1870), ANDREAE (1887a), GUTZWILLER (1890, 1906), ROLLIER (1893), BOEHM (1897, 1898), FÖRSTER (1886, 1888, 1909a, b, 1911) und SCHNARRENBERGER (1915) zurück (vgl. Tab.1). Bereits relativ früh war das Gebiet auch durch untertägige Aufschlüsse im Rahmen der Salzgewinnung und durch Tiefbohrungen erkundet worden (vgl. z.B. FÖRSTER 1911). In neuerer Zeit beschäftigte sich WITTMANN (1950, 1952, 1988 u.a.) intensiv mit dem Tertiär der Randfazies auf Bl. 8311 Lörrach und 8411 Weil am Rhein.

Während GREPPIN (1870) und ROLLIER (1893) sich bei ihren Interpretationen noch sehr stark von der Randfazies des Tertiärs in den südlich angrenzenden Becken von Laufen und Delémont beeinflussen ließen, erkannte ANDREAE (1887a) bereits die grundsätzliche Sedimentabfolge und verglich diese mit den Ablagerungen des Elsaß und des Mainzer Beckens. Weitgehend unabhängig von diesen Untersuchungen schuf FÖRSTER (1888, 1909a, b, 1911) eine detaillierte Lokalstratigraphie, die sich aber hauptsächlich auf Untersuchungen der oft lückenhaften Randfazies beschränkte. Er unterschied schließlich vier übergeordnete Einheiten, die er als „Limnaemergel“ oder „Grüne Mergel“, „Plattige Steinmergel“, „Bunte Mergel“ und „Fischschiefer“ bezeichnete und nochmals weiter unterteilte. WAGNER (1913a) und WITTMANN (1950, 1952, 1988) übernahmen diese Gliederung im Wesentlichen. Lediglich der „Obere Kalksandstein“ im hangenden Teil des Fischschiefers nach FÖRSTER (1909b) wurde durch WAGNER (1913a) anhand neuerer Bohrungen noch weiter untergliedert in die „Süßwasserzone“, den „Cyrenenmergel“ und den „Melettaschiefer“ (vom Hangenden zum Liegenden). Bezüglich der Gliederung des „Fischschiefers“ fasst WAGNER (1913a) seinen „Amphysileschiefer“ (= „unterer Fischschiefer“) enger als die Bearbeiter ANDREAE (1887a), GUTZWILLER (1890) und FÖRSTER (1909a, b) vor ihm, nämlich in der Reichweite des Mainzer Beckens als „Mittlerer Rupelton“ bzw. als „Fischschiefer A“ (FS A) und „Fischschiefer B“ (FS B) nach GRIMM (1994). Gleichzeitig erweitert WAGNER (1913a) dafür dann die „Meletta-Schichten“ (= „oberer Fischschiefer“) um den Anteil des „Oberen Rupeltons“ nach unten. Diese Gliederung wurde anschließend von allen Bearbeitern akzeptiert und später auch bei den Gliederungen der Erdölbohrungen im zentralen Oberrheingraben benutzt (z.B. DOEBL 1967, 1970).

Während die meisten älteren Bearbeiter (ANDREAE 1887a, GUTZWILLER 1890, WAGNER 1913a, b) noch über dem „Cyrenenmergel“ den „Kalk von Tüllingen“ bzw. den „Süßwasserkalk“ oder die „Süßwasserzone“ beginnen lassen, werden die

Glimmersande im Hangenden der Cyrenenmergel von WITTMANN (1952, 1988), SITTLER (1965), GEYER & GWINNER (1986) der „Elsässer Molasse“ von ROLLIER (1893, 1910) zugerechnet. Solche Glimmersande treten in der gleichen stratigraphischen Position aber auch in anderen Gebieten des Oberrheingrabens auf. Sie gehören dort zur Niederrödern-Formation, wenngleich sie oft auch den „Cyrenenmergeln“ zugerechnet werden. Theoretisch wäre somit auch eine Zuordnung der als „Elsässer Molasse“ im Bereich Lörrach bezeichneten Glimmersande zur Niederrödern-Formation möglich. Da die „Elsässer Molasse“ im benachbarten Sundgau und den Becken von Laufen und Delémont eine wesentlich größere stratigraphische Reichweite besitzt und der Begriff dort trotz unklarer bio- und lithostratigraphischer Gliederungen gut eingeführt ist, soll dieser hier zunächst noch beibehalten werden.

Erste lithostratigraphische Zuordnungen der Randfazies zu lithostratigraphischen Einheiten des südlichen und mittleren Oberrheingrabens wurden bereits durch ANDREAE (1887a) für den „Buchweiler Kalk“, später auch von SITTLER (1965), DOEBL (1967) und WITTMANN (1988) u.a. für die „Pechelbronner Schichten“ und die „Graue Schichtenfolge“ vorgenommen. Für die „Graue Schichtenfolge“ bzw. die „Serie grise“ führte bereits MEYER (1920, 1927) in der Belfortais, dem südwestlichen Ende des Oberrheingrabens, das lithostratigraphisch definierte „Système de Froidefontaine“ ein.

2.2 Erdölgebiete Pechelbronn und Bienwald

Bedingt durch die Gewinnung von Erdöl aus den Sanden der Pechelbronn-Gruppe fanden im Gebiet Haguenau-Pechelbronn und den Nachbargebieten bis hin zum Bienwald schon relativ früh detaillierte lithostratigraphische Untersuchungen statt. Insbesondere durch VAN WERVEKE (1895, 1904, 1909, 1918) wurden zahlreiche lithostratigraphische Gruppen und Formationen begründet und z.T. auch schon entsprechend definiert. Er führte die „Rote Leitschicht“, die „Pechelbronner Schichten“ und die „Niederrödern-Schichten“ ein. Spätestens mit SCHNAEBELE (1948) war die lithostratigraphische Erforschungsgeschichte des Gebietes um Pechelbronn auf einem modernen Stand. SCHNAEBELE (1948) unterschied in Anlehnung an GIGNOUX & HOFFMANN (1920) vier übergeordnete Einheiten, die in der lithostratigraphischen Hierarchie Gruppen bzw. Subgruppen entsprechen: Die „Zone de Transition“, „Groupe dolomitique“, „Couches de Pechelbronn“ und „Serie grise“. Darüber stellt er die „Couches de Niederroedern“ (= „Niederröderner Schichten“ nach VAN WERVEKE 1918), die einer Formation entsprechen. Die Gruppen und Subgruppen wurden, genau wie die untergeordneten Einheiten, lithologisch beschrieben und mit Profilen und Typuslokalitäten belegt.

Trotz der recht guten vorliegenden lithologischen Beschreibungen kam es beim Übertragen der Einheiten auf den benachbarten Oberrheingraben z.T. zu Fehlinterpretationen. So wurde beispielsweise die „Rote Leitschicht“ von einzelnen Autoren (z.B. DOEBL 1970) mit den „Unteren Pechelbronn-Schichten“ zusammengefasst, obwohl VAN WERVEKE (1909) ausdrücklich darauf hinweist, dass es sich dabei um das Liegende der „Pechelbronn-Schichten“ handelt. Der Begriff „Niederröderner Schichten“ wurde im Oberrheingraben auch für die graugrünen und grauen gebänderten und gestreiften Mergel und Tone der „Cerithienschichten“ bis „Hydrobienschichten“ benutzt (z.B. PAUL 1938), obwohl die lithologische Ansprache eine völlig andere war und VAN WERVEKE (1918) darauf hinwies, dass in den „Niederröderner Schichten“ solche Ablagerungen fehlen. Auch an der Untergrenze der Niederrödern-Formation kam es zu Unstimmigkeiten bei der lithologischen Abgrenzung. So wurden die tiefsten Sandschüttungen der „Niederröderner Schichten“ häufig dem Cyrenenmergel zugesprochen, weil sie noch eine marine Fauna aufweisen. Bereits WAGNER (1923) wies jedoch darauf hin, dass die tiefsten Sandschüttungen der als „Süßwasserzone“ bezeichneten Ablagerungen marine Fossilien enthalten, und VAN WERVEKE (1918) beschreibt bei seiner Definition nur die Lithologie, nicht den Fossilinhalt. Es gibt also keinen Grund anzunehmen, dass die „Niederröderner Schichten“ ausschließlich limnische Bildungen sind.

Mit den Ablagerungen der Niederrödern-Formation ist das Tertiär im Pechelbronner Ölgebiet weitgehend abgeschlossen. Nur reliktsch konnten jüngere Schichten nachgewiesen werden (DOEBL & GEISSERT 1971). Im Bereich des Bienwaldes wurden dagegen auch jüngere Schichten nachgewiesen, die als „Cerithienschichten“, „Corbiculaschichten“ und „Untere“ sowie „Obere Hydrobienschichten“ bezeichnet werden. Diese Bezeichnungen beziehen sich auf die von den deutschen Erdölgeologen eingeführte Grabengliederung (DOEBL 1958) und stimmen nicht mit der klassischen Gliederung des Mainzer Kalktertiärs überein.

2.3 Mainzer Becken

Das Tertiär im Mainzer Becken war wegen seines Fossilreichtums bereits seit dem 17. Jahrhundert bei Naturwissenschaftlern bekannt (GEYER 1687). Eine intensive geologisch-paläontologische Erforschung des Beckens begann dann im 19. Jahrhundert (z.B. SANDBERGER 1853, 1863, LEPSIUS 1883) und dauert bis heute an. Dabei wurde erst relativ spät (SONNE 1968, 1970) erkannt, dass die Sedimentation im Mainzer Becken ebenfalls mit eozänen Sedimenten („Eozäner Basiston“) einsetzt. Darüber folgen dann Ablagerungen der „Mittleren Pechelbronn-Schichten“, die erstmals durch WAGNER (1955) nachgewiesen wurden. Neuere Untersuchungen (RADTKE et al. in Vorber.) belegen, dass im Bereich des Mainzer Beckens an zahlreichen Stellen auch die „Unteren“ und „Oberen Pechelbronn-Schichten“ abgelagert wurden.

Basierend auf dem umfangreichen stratigraphischen Literaturdatensatz und zahlreichen Felduntersuchungen wurde von GRIMM et al. (2000) für den mittleren Abschnitt des Mainzer Becken-Tertiärs, das so genannte „Mergeltertiär“, eine lithostratigraphische Gliederung nach Stand der Forschung vorgenommen. Dabei wurden die früher als „Unterer-“ und „Oberer Meeressand“, „Rupelton“, „Schleichsand“, „Cyrenenmergel“, „Süßwasserschichten“ und „Untere Cerithienschichten“ bezeichneten Ablagerungen als Selztal-Gruppe zusammengefasst und – teilweise unter Erhaltung der früheren Grenzen – in Formationen mit Subformationen und Bänken neu gegliedert. Diese zunächst auf das Mainzer Becken im Sinne von GOLWER (1968) beschränkte lithostratigraphische Gliederung kann z.T. auf den nördlichen Oberrheingraben übertragen werden.

Über der Selztal-Gruppe setzt das eigentliche Mainzer Kalktertiär, eine Abfolge von Kalksteinen, Kalkmergeln und Mergeln, untergeordnet auch mit Tonstein-Einlagerungen ein. Es beginnt mit den Ablagerungen der Algenriffkalkfazies des „Landschneckenkalks“ bzw. den zeitgleich abgelagerten „Mittleren Cerithienschichten“, darüber folgen die „Oberen Cerithien-Schichten“, die „*inflata*-Schichten“ und die „Hydrobienschichten“ (ROTHAUSEN & SONNE 1986, ROTHAUSEN et al. 1988). Mit den „Hydrobienschichten“ ist das Kalktertiär im Mainzer Becken abgeschlossen. Im Stadtgebiet von Frankfurt am Main und im Hanauer Becken treten über den „Hydrobienschichten“ noch die „Landschneckenmergel“ und „Prososthenien-Schichten“ auf. Sie werden hier mit zum Kalktertiär gerechnet.

Die Schichtenfolge des Mainzer Kalktertiärs wird zurzeit lithostratigraphisch neu bearbeitet, mit dem Ziel, kartierbare Einheiten auf lithostratigraphischer Basis zu schaffen. Neudefinitionen sind bereits für den oberen Teil der „Oberen Cerithienschichten“ (= Oberrad-Formation, SCHÄFER & KADOLSKY 2002), die „*inflata*-Schichten“ (= Rüssingen-Formation, SCHÄFER & KADOLSKY 2002), die „Unteren Hydrobienschichten“ (= Wiesbaden-Formation, REICHENBACHER & KELLER 2002), die Landschneckenmergel (= Niederrad-Fm., RADTKE & KÜMMERLE 2004) und die Prososthenien-Schichten (= Praunheim-Fm., RADTKE & KÜMMERLE 2004) erschienen. Einen Überblick über diese neue lithostratigraphische Gliederung kann man der Abb. 3 entnehmen. Die im Hangenden des Kalktertiärs im Frankfurter Raum abgelagerten Schichten (RADTKE & KÜMMERLE 2004) leiten bereits stark zu den Ablagerungen der Hessischen Senke über und werden hier nicht mehr weiter betrachtet.

2.4 Oberrheingraben

Die geologische Forschungsgeschichte des Oberrheingrabens beschränkte sich im 19. Jahrhundert noch hauptsächlich auf dessen Randgebiete. In diesen Bereichen liegen die Ablagerungen des Tertiärs aber größtenteils in Randfazies vor. Zwar konnte man hier in Analogie zum Mainzer Becken, dem Bereich von Pechelbronn und dem Sundgau und den angrenzenden Gebieten eine grundsätzliche Gliederung vornehmen,

bessere lithostratigraphische Erkenntnisse wurden aber erst mit dem Einsetzen der Tiefbohrtätigkeiten zum Auffinden von Erdöl und Erdgas im 20. Jahrhundert gewonnen. Während die eozänen bis unteroligozänen Sedimentfolgen („Siderolith-Schichten“ bis „Meletta-Schichten“) mit den Profilen der Randfazies bereits relativ einfach korreliert werden konnten, erga-

ben sich bei der Korrelation der „Niederröderner-Schichten“ mit der Grabenfazies bereits Probleme. So wurden die „Niederröderner Schichten“ im Graben zunächst wesentlich weiter gefasst (nämlich mit „Cerithienschichten“, „Corbicula-Schichten“ und „Unteren“ sowie „Oberen Hydrobienschichten“ im Sinne von DOEBL 1958) als im Typusgebiet, der Gegend

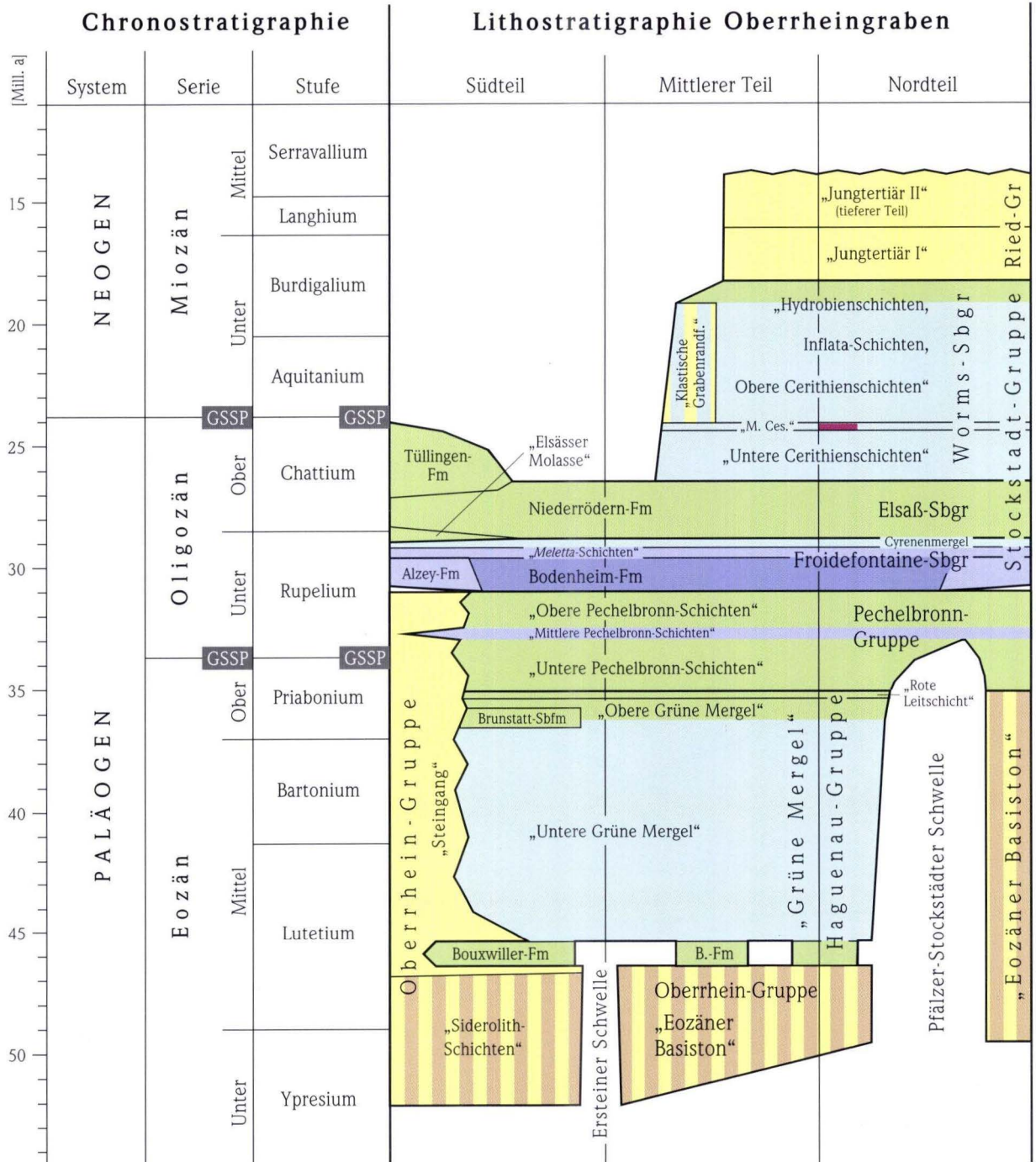


Abb. 2. Chronostratigraphische Einstufung der tertiären Gesteinsabfolgen im Oberrheingraben in Anlehnung an GRIMM & HOTTENROTT (2002).

um Pechelbronn und im Bienwald (PAUL 1938). Um den stratigraphischen Umfang der „Niederrödrerner Schichten“ wieder auf die überwiegend bunten Mergel mit Sandschüttungen zu beschränken, benutzen WIRTH (1954), SCHAD (1956), DOEBL (1958) und nach ihnen alle anderen Grabenbearbeiter den Begriff „Bunte Niederrödrerner Schichten“. PRELL-MÜSSIG (1965) verwirft diesen Begriff dann zugunsten der „Werra-bronner Schichten“. Diese Bezeichnung hat sich jedoch nicht durchgesetzt.

Bei der Diskussion um die Korrelation der „Niederrödrerner Schichten“ im Randbereich mit der Grabenfazies wird bereits deutlich, dass die Grabenfazies kein eigentliches Kalktertiär enthält. Die „Cerithienschichten“, „Corbículaschichten“ und „Untere“ sowie „Obere Hydrobienschichten“ liegen vielmehr in einer gebänderten bis ungeschichteten, z.T. bituminösen Tonmergelfazies vor. Die Korrelation der Grabenstratigraphie mit dem Mainzer Kalktertiär konnte nur über den Fossilinhalt erfolgen. Vergleiche zwischen dem Kalktertiär und der Grabenlithostratigraphie wurden bereits von PRELL-MÜSSIG (1965), DOEBL & WEILER (1965), VAN DER BRELIE et al. (1973), ROTHAUSEN & SONNE (1984), GEYER & GWINNER (1986) und ROTHAUSEN et al. (1988) durchgeführt. Mit Ausnahme von GEYER & GWINNER (1986) wurde jedoch für die Namensgebung der Grabenfazies

die Vorlagen der Erdölgeologen (DOEBL 1958) beibehalten, wobei jedem klar war, dass die dort genannten Einheiten stratigraphisch nicht mit der des Kalktertiärs übereinstimmen. GEYER & GWINNER (1986) untergliederten dann jedoch die Grabenfazies genau so, wie auch die Untergliederung des Kalktertiärs im Mainzer Becken erfolgte. Diese Bezeichnung wird auch von REICHENBACHER (2000) und GRIMM & HOTTENROTT (2002) verwendet. Gleichwohl ist die Übertragung der Kalktertiär-Untergliederung auf die Grabengliederung nicht sinnvoll und auch nicht notwendig, da die Grenzen der Mainzer Becken-Einheiten im Oberrheingraben weitgehend nicht auf der Basis lithologischer Kriterien erkannt und nur bei detaillierter Probenahme und mikropaläontologischer Bearbeitung gezogen werden können. Zudem handelt es sich um völlig unterschiedliche Lithofaziesbereiche, die deshalb hier in zwei unterschiedliche Gruppen untergliedert werden.

Im Hangenden der „Oberen Hydrobienschichten“ treten im mittleren und nördlichen Oberrheingraben kalkig-mergelig-siliklastische Wechselfolgen auf, die hauptsächlich auf der Grundlage geophysikalischer Bohrlochuntersuchungen in „Jungtertiär I“ und „Jungtertiär II“ untergliedert wurden (SCHAD 1956). Sie werden derzeit lithostratigraphisch bearbeitet und zur Ried-Gruppe zusammengefasst (mündl. Mitt. Hottenrott).

3. Lithostratigraphische Gliederung


Im Folgenden werden die Sedimentgesteine im Oberrheingraben lithostratigraphisch gegliedert und hierarchisch geordnet. Die hier vorgestellte lithostratigraphische Gliederung beschränkt sich dabei auf die Revision bereits gut definierter und eingeführter Einheiten und nur in Ausnahmefällen auf die Einführung neuer Einheiten.

Vom Liegenden zum Hangenden werden im Oberrheingraben die Oberrhein-Gruppe, Haguenau-Gruppe, Pechelbronn-Gruppe, Stockstadt-Gruppe und Ried-Gruppe unterschieden.

Letztere wird hier nicht behandelt (Abb. 2). Der Stockstadt-Gruppe stehen im Mainzer Becken die Selztal-Gruppe und die Mainz-Gruppe gegenüber (Abb. 3). Im Oberrheingraben kann sie in drei Subgruppen untergliedert werden: die Froidefontaine-, Elsaß- und Worms-Subgruppe. Jede der Gruppen kann in mehrere Formationen untergliedert werden, innerhalb derer teilweise nochmals Subformationen und Bänke unterschieden werden können.

Legende zu Abb. 2.

	vollmarin, küstenfern
	flachmarin, küstennah
	brackisch
	limnisch
	terrestrisch, grobklastisch
	terrestrisch, feinklastisch
	Evaporite
	Basalt
	Mischfazies

 Grenze wurde verbindlich in einem Grenzstratotypus (= "Global Stratigraphic Section and Point") festgelegt.

3.1 Oberrhein-Gruppe

[Basisschichten nach MAIKOWSKI 1941; Zone de transition nach GIGNOUX & HOFFMANN 1920, SCHNAEBELE 1948; Oberrhein-Gruppe nach GRIMM & GRIMM 2003]

Name: nach dem Oberrheingebiet.

Beschreibung: Die Sedimente der Oberrhein-Gruppe bestehen aus bunten Verwitterungslehmen (fossile Ferrasole), die sich mit weißen bis grünlichen tonigen Quarzsanden und tonig-siltigen Playa-Ablagerungen verzahnen. Letztere enthalten vereinzelt Anhydritlagen und -knollen. Die Oberrhein-Gruppe liegt unmittelbar dem prätertiären Untergrund auf und bildet darin z.T. Spalten- und Höhlenfüllungen. Die Verwitterungslehme führen häufig pisolitische, goethitisch-limonitische Boh-

erze, an der Basis auch größere Toneisensteinkonkretionen. Untergeordnet treten auch pisolitische Kalke auf. Den Abschluss der Gruppe bilden matrixgestützte Blockschuttbrekzien bis Konglomerate, die überwiegend aus Kalksteinkompo-

nenten bestehen. Die Brekzien bis Konglomerate enthalten z.T. umgelagerte Jura fossilien und Hornsteingerölle. Bei der Tonmineralzusammensetzung dominiert Kaolinit mit variablen Anteilen an Illit (SITTLER 1968).

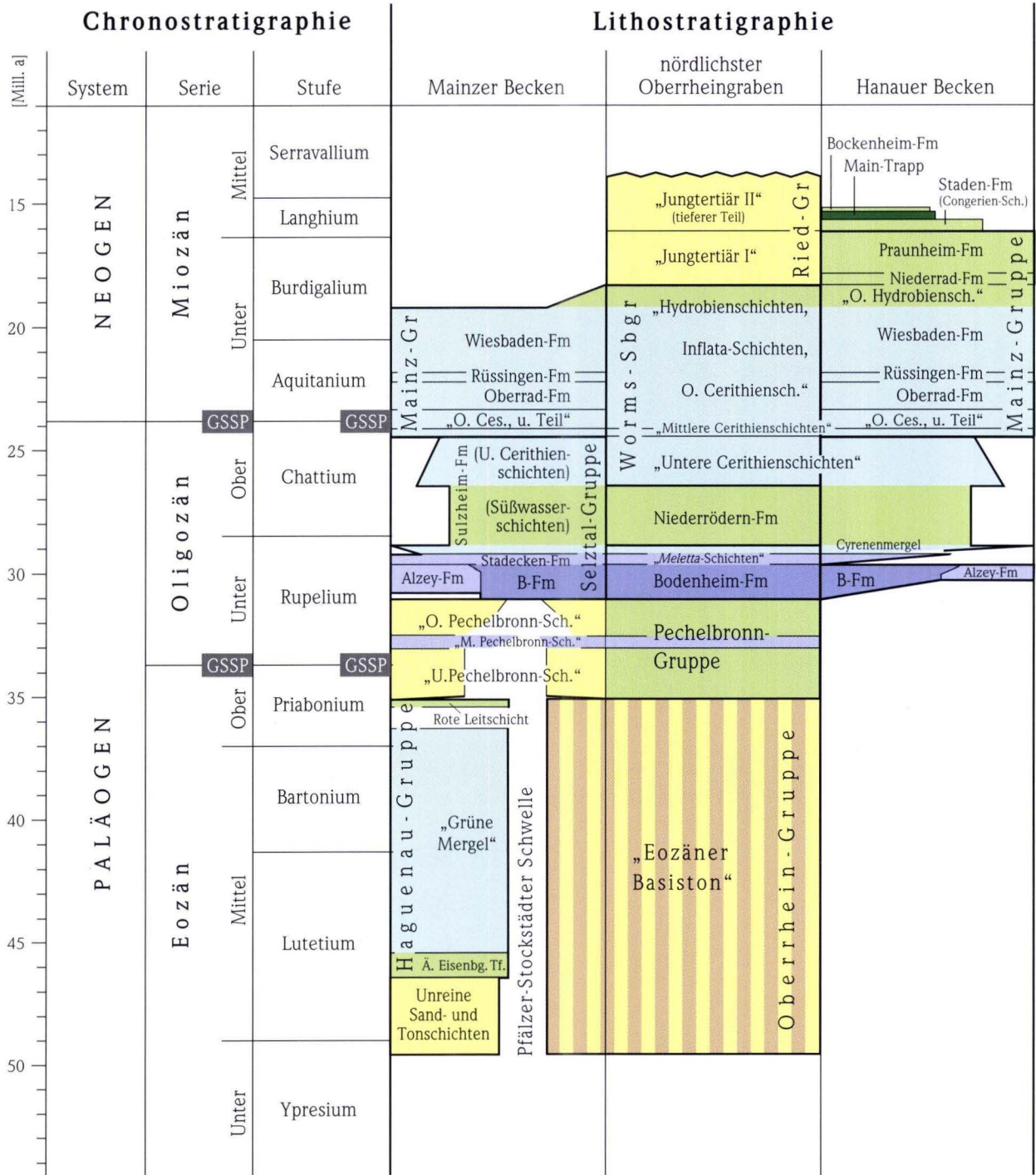


Abb. 3. Chronostratigraphische Einstufung der tertiären Gesteinsabfolgen im Mainzer Becken, nördlichen Oberrheingraben und Hanauer Becken in Anlehnung an GRIMM (2002a), GRIMM & HOTTENROTT (2002). Legende siehe Abb. 2.

Die Mächtigkeit der Oberrhein-Gruppe schwankt zwischen wenigen Dezimetern und maximal 250 m in der Bohrung Königstätten 3 bei Groß-Gerau. Mächtigkeitsverteilungskarten sind in DOEBL (1967, 1970) dargestellt.

Die Ablagerungen der Oberrhein-Gruppe enthalten im Oberrheingebiet keine autochthonen Fossilreste.

Typusgebiet: Bereich des Oberrheingrabens.

Typus- und Referenzprofile: SCHNAEBELE (1948: 22–23) nennt als Typus- und Referenzprofile die Bohrungen 1350 Soulz Süd, 4240 Kindersloch und 3322 Ohlungen Ost.

Bemerkungen: Mit dem lithostratigraphisch ausgerichteten Namen Oberrhein-Gruppe wird der obsoletere Begriff „Zone de transition“ bzw. „Übergangszone“ unter Beibehaltung der gegebenen Definition ersetzt.

Insgesamt kann man die Oberrhein-Gruppe in drei Formationen untergliedern. Sie werden bisher als „Siderolith-Schichten“, „Eozäner Basiston“ und „Steingang“ bezeichnet. Innerhalb der „Siderolith-Schichten“, die nur im südlichen und mittleren Oberrheingraben auftreten, kann eine weitere Untergliederung in die tonigen Quarzsande des „Hupper“, die Bohnerztonen des „Bolus“ und umgelagerte „Hupper“- und „Bolus“-Sedimente (so genannte „Gelberde“) vorgenommen werden (FÖRSTER 1909a, WILSER 1923, WITTMANN 1950). Im mittleren Oberrheingraben verzahnen sich die Sedimente der „Siderolith-Schichten“ mit den Ablagerungen des „Eozänen Basistons“. Diese bunten Tone und Silte treten hauptsächlich im Norden des Oberrheingrabens und im Mainzer Becken auf. Im nördlichen Mainzer Becken reichen sie bis unmittelbar ins Liegende der Pechelbronn-Gruppe. Ablagerungen der Hagenau-Gruppe sind dort nicht vorhanden. Infolge einer tiefgründigen tonigen Verwitterung ist die Grenzziehung des „Eozänen Basistons“ zu feinkörnigen permischen Ablagerungen im nördlichen Oberrheingraben und im Mainzer Becken mitunter schwierig und daher in Spülbohrungen nur schwer fassbar.

Der „Steingang“ umfasst fossile Schuttstromsedimente, die im Hangenden der erzführenden „Siderolith-Schichten“ einsetzen, z.T. aber auch direkt dem prätertiären Untergrund aufliegen. Seine Hangendgrenze wird von unterschiedlichen Sedimentlagen der progradierenden Beckenfazies gebildet, die der Hagenau-, der Pechelbronn-Gruppe oder sogar der Froidefontaine-Subgruppe angehören.

Biostratigraphische Korrelation: Da die Oberrhein-Gruppe im Gebiet des Oberrheingrabens keine autochthonen Fossilien geliefert hat, ist eine direkte biostratigraphische Korrelation der Ablagerungen bisher nicht möglich. In der benachbarten Schweiz treten im „Huppersand“ Mammalierfaunen der Zone MP 13 auf, die etwas älter sind als Bouxwiller und Egerkingen γ (BIOCHROM'97).

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Oberkreide bis Unteroligozän.

3.2 Hagenau-Gruppe

[Groupe Dolomitique nach GIGNOUX & HOFFMANN 1920, SCHNAEBELE 1948; Hagenau-Gruppe nach GRIMM & GRIMM 2003]

Name: Nach der Stadt Hagenau, Département Bas-Rhin, Frankreich.

Beschreibung: Die Hagenau-Gruppe setzt sich aus grauen bis graugrünen, im Hangenden auch rötlichen Dolomitmergeln bis Anhydritmergeln mit dünnen Sand- und Konglomerateinschüttungen und Kalkeinschaltungen unterschiedlicher Genese zusammen. Untergeordnet treten auch Braunkohlelagen auf. Die Mergel verzahnen sich im südlichen Grabenbereich mit Salzablagerungen der „Unteren“ und „Mittleren Salzfolge“ (MAIKOWSKI 1941, WAGNER 1955). Die Mergel führen z.T. auch Steinsalzpseudomorphosen und umgelagerte Bohnerze.

Die Mächtigkeit der Hagenau-Gruppe schwankt zwischen wenigen 10er-Metern und ca. 900 m. Die Gruppe ist im südlichen und mittleren Oberrheingraben verbreitet und reicht in einem Ausläufer bis in die Marnheimer Bucht bzw. das Eisenberger Becken (SCHÄFER 1998, 2000).

Die Sedimente enthalten eine limnische bis brackisch-marine Fauna und Flora, die hauptsächlich aus z.T. lagenweise angereicherten Molluskenresten (Süßwasserschnecken, Landschnecken, Muscheln), biostratigraphisch verwertbaren Mammalierresten und Characeen-Massenlagen besteht. Nur in wenigen Horizonten wurden auch Foraminiferen nachgewiesen.

Typusgebiet: Erdölgebiet Pechelbronn-Hagenau, Département Bas-Rhin, TOP 25, Bl. 3814 ET Hagenau-Wissembourg und 3815 E Bischwiller-Brumath.

Typus- und Referenzprofile: SCHNAEBELE (1948) teilt für die Hagenau-Gruppe (früher „Groupe Dolomitique“) mehrere charakteristische Bohrprofile mit. Insbesondere hebt er die Profile 1270 Biblisheim Nord, 3797 Batzendorf West und ein zusammengesetztes Profil der Bohrungen 2538, 3410, 2603 und 2586 Kutzenhausen Süd hervor.

Bemerkungen: Mit dem Begriff Hagenau-Gruppe wird lediglich ein lithostratigraphisch geprägter Name für die von GIGNOUX & HOFFMANN (1920) und SCHNAEBELE (1948) definierte „Groupe dolomitique“ eingeführt. Die Gruppe liegt den bunt gefärbten terrestrischen Sedimenten der Oberrhein-Gruppe oder unmittelbar dem prätertiären Untergrund auf. In beiden Fällen ist eine Grenzziehung durch das Einsetzen von dunklen und grünlichen, z.T. bituminösen Kalkmergeln mit Anhydritlagen, das weitgehende Fehlen von Bohnerzen oder das Aussetzen der Blockschuttfazies möglich.

Die Haguenu-Gruppe kann in die Bouxwiller-Formation, die „Grünen Mergel“ und die „Rote Leitschicht“ untergliedert werden. SCHNAEBELE (1948) unterteilt die Gruppe in die „Zone Dolomitique“ (entspricht den „Grünen Mergeln“) und den „Couche Rouge“ (entspricht der „Roten Leitschicht“). Die Bouxwiller-Formation (s.u.) wird von ihm nicht genannt, da sie im Gebiet Pechelbronn-Haguenu nicht auftritt. Sie knüpft genetisch aber bereits an die „Grünen Mergel“ an und wurde teilweise auch mit diesen vereint (SCHAD et al. 1955, WIRTH 1969). Daher wird die Bouxwiller-Formation ebenfalls in die Haguenu-Gruppe gestellt.

SCHNAEBELE (1948) unterteilt die „Zone Dolomitique“ (= „Grüne Mergel“) nochmals weiter in die Subformationen der „Zone des Marnes à Anhydrite“ (= „Kalkmergelzone“ nach FÖRSTER 1909b und DOEBL 1970 bzw. „Untere Grüne Mergel“ nach WIRTH 1969) und die „Zone des Marnes Dolomitiques“ (= „Dolomitmergelzone (mit Limneen)“ nach FÖRSTER 1909b und DOEBL 1970 bzw. „Obere Grüne Mergel“ nach WIRTH 1969). Im südlichen Oberrheingraben schalten sich zwischen diesen beiden Subformationen der „Melanienkalk“ (ANDREAE 1887a, FÖRSTER 1888, 1909b) ein, der hier als Brunstatt-Subformation bezeichnet wird.

Die Hangendgrenze der Haguenu-Gruppe (zugleich Hangendgrenze der „Roten Leitschicht“) wird durch einen deutlichen Farbwechsel und eine Zunahme des Sandgehaltes zur Pechelbronn-Gruppe hin markiert.

Biostratigraphische Korrelation: Die Bouxwiller-Formation ist das Referenzniveau für die Mammalierzone MP 13b. Die Brunstatt-Subformation der „Grünen Mergel“ fällt in die Mammalierzone MP 19 (WIRTH 1969, BIOCHROM'97). Die Randfazies der überlagernden „Roten Leitschicht“ bei Pfaffenweiler enthält nach TOBIEN (1968) ebenfalls eine Mammalierfauna des Niveaus MP 18. Untersuchungen an Characeen belegen eine Einstufung von Teilen der „Grünen Mergel“ in die *Maedleriella embergeri*-Zone (BREUER & FEIST 1986, SCHWARZ & GRIESSEMER 1998).

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Mittleres Lutetium bis Mittleres Priabonium.

3.2.1 Bouxwiller-Formation

[Buchweiler Kalk nach ANDREAE 1887a; Kalke mit *Planorbis pseudoammonius* nach GUTZWILLER 1906; Süßwasserkalk von Buchweiler nach WENZ 1921; Planorbenkalk = Buchweiler Kalk nach WITTMANN 1950; Bastberg-Kalk nach WIRTH 1954; Calcaire lacustre du sondage de Hombourg et marnes lacustres nach SITTTLER 1965; Planorbenkalk nach WITTMANN 1952, 1988; Calcaire lacustres, marnes et lignites de Bouxwiller nach SITTTLER 1969; Bouxwiller-Formation nach GRIMM & HOTTENROTT 2002]

Name: Nach Bouxwiller (deutsch: Buchweiler), Département Bas-Rhin, Frankreich.

Beschreibung: Der tiefere Teil der Formation besteht aus einer Wechsellagerung von grauen bis schwarzen, teilweise pyritführenden Tonmergeln, in die erdige Braunkohlen eingeschaltet sind. Im Toppbereich der Wechsellagerung treten Schilllagen aus Süßwasser- und Landschnecken auf.

Der höhere Teil der Formation besteht aus weißen Characeenmergel, massiven Planorbenkalken und fossilführenden Kalkmergellagen. Die Kalkmergellagen führen eine diverse Mammalierfauna.

Die Formation ist im südlichen und mittleren Oberrheingraben weit verbreitet, bildet aber keine durchgehende Schicht, sondern eine Reihe isolierter Vorkommen. Die Mächtigkeit beträgt an der Typuslokalität 41 m, in der Bohrung Schliengen 2 etwa 14 m, bei Kleinkems (Baden) 7 m und bei Ubstadt 6,6 m (SITTTLER 1969, WIRTH 1969).

Typusgebiet: Bouxwiller, Département Bas-Rhin, TOP 25, Bl. 3714 ET La Petite Pierre.

Typus- und Referenzprofil: Typuslokalität für die Formation ist der ehemalige Steinbruch am Bastberg bei Bouxwiller. Das Profil ist in VAN WERVEKE (1904: 48) und SITTTLER (1965: 105) ausführlich beschrieben und abgebildet. Es umfasst die gesamte Formation. Ein weiteres Referenzprofil von einer nahe gelegenen Bohrung ist in SITTTLER (1969: 373f.) veröffentlicht. WIRTH (1969: 290) teilt ein ca. 6,8 m mächtiges Profil von Kleinkems (Baden) mit. Es wird hier ebenfalls als Referenzprofil betrachtet.

Bemerkungen: Die Bouxwiller-Formation wurde bereits von ANDREAE (1887a) und nach ihm zahlreichen anderen Geologen beschrieben und spätestens durch VAN WERVEKE (1904) mit Typusprofilen belegt. Sie stellt die ältesten Ablagerungen der Haguenu-Gruppe dar und kann in die zwei Subformationen der liegenden Tonmergel und der hangenden Kalkabfolge (MÉNILLET et al. 1980) untergliedert werden. Diese Subformationen werden hier nicht benannt. An der Typuslokalität liegt die Formation einem Mergel des mittleren Bathoniums (Dogger) auf, der als „Marnes de Bouxwiller“ (VAN WERVEKE 1904, SCHNAEBELE 1948) bezeichnet wird. Das Liegende der Bouxwiller-Formation wird sonst durch andere prätertiäre Gesteine oder Ablagerungen der Oberrheingruppe gebildet. Lokale Verzahnungen mit dem „Steingang“ sind in der Randfazies beschrieben (GUTZWILLER 1906). An der Typuslokalität wird die Formation durch ein eozänes Konglomerat unklarer Alterseinstufung (MÉNILLET et al. 1980) überdeckt; im Zentrum des Oberrheingrabens wird das Hangende durch den „Grünen Mergel“ gebildet.

Biostratigraphische Korrelation: Die Bouxwiller-Formation wird durch das Auftreten von Süßwassergastropoden der *Planorbina (P.) pseudoammonius*-Gruppe charakterisiert. Sie ist das Referenzniveau für die Mammalierzone MP 13b (BIOCHROM'97). Untersuchungen von Characeen führten zur Definition der Characeen-Zone von Bouxwiller (GRAMBAST 1972). Die Pollenassoziation ist vergleichbar der von Borken (SITTLER 1968).

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Mittleres Lutetium.

3.2.2 „Grüne Mergel“

Die „Grünen Mergel“ überlagern die Bouxwiller-Formation. Sie werden hier nicht in eine formelle lithostratigraphische Einheit überführt, da hierzu derzeit keine adäquaten Profile vorhanden sind und die bisherige Beschreibung der Schichten eine reine Umbenennung nicht zulässt. Dennoch entsprechen die „Grünen Mergel“ hierarchisch einer Formation. Sie kann in drei Subformationen untergliedert werden, die hier als „Untere Grüne Mergel“, Brunstatt-Subformation und „Obere Grüne Mergel“ bezeichnet werden. Im Folgenden wird lediglich auf die Brunstatt-Subformation näher eingegangen.

3.2.2.1 Brunstatt-Subformation

[Melanienkalk bzw. Calcaires à Mélanies nach ANDREAE 1887a, BOEHM 1897, FÖRSTER 1888, 1909a, MEYER 1927, SITTLER 1965 und GRIMM & HOTTENROTT 2002; Elsässer Melanienkalk oder Brunstädter Kalk nach WENZ 1921; Melanienkalk = Brunstädter Kalk nach WITTMANN 1950]

Name: Nach Brunstatt (deutsch: Brunnstadt) bei Mulhouse, Département Haute-Rhin, Frankreich.

Beschreibung: Die Brunstatt-Subformation besteht aus einer Wechsellagerung von häufig fossilführenden, hellgrauen, gebankten dolomitischen Kalken und grauen bis grünlichen Mergeln, lokal auch kohligen Kalksandsteinen. Die Fossilführung wird von Land- und Süßwassergastropoden dominiert, darunter besonders häufig *Melania*-Arten, Hydrobiidae, Planorbidae, Lymnaeidae und Ellobiidae. Zusätzlich treten fragile Brackwassergastropoden und seltener Bivalven auf. Die Mergel enthalten eine biostratigraphisch verwertbare Säugerfauna.

Die Subformation ist ausschließlich im südlichen Oberrheingraben verbreitet. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern und maximal ca. 67 m in der Bohrung Reberg bei Altkirch (THÉOBALD & SCHWEITZER 1976).

Typusgebiet: Horst von Mulhouse, Département Haute-Rhin, TOP 25, Bl. 3720 ET Mulhouse.

Typus- und Referenzprofile: FÖRSTER (1888) nennt die charakteristischen Aufschlüsse aus dem Typusgebiet und beschreibt von dort detaillierte Profile, in denen allerdings nur die Obergrenze aufgeschlossen ist. Er nennt weiterhin ein Profil bei Kleinkems (Baden). Dort ist auch die Untergrenze des Melanienkalkes aufgeschlossen (WITTMANN 1950, 1952, 1988).

Bemerkungen: Die Brunstatt-Subformation wurde bereits durch FÖRSTER (1888) detailliert beschrieben und mit Typusprofilen belegt. Spätestens seit WENZ (1921) wird auch bereits der Begriff „Brunstädter Kalk“ verwendet. Die damit bezeichnete und bereits definierte Subformation wird hier als Brunstatt-Subformation bezeichnet. Sie bildet den mittleren Abschnitt der „Grünen Mergel“ und liegt gewöhnlich grünlichen bis grauen Kalkmergeln der „Unteren Grünen Mergel“ auf, die wesentlich weniger Fossilreste führen. Auch die überlagernden häufig grün gefleckten Dolomitmergel mit *Parachloraea hombresi* („Obere Grüne Mergel“) enthalten deutlich weniger Fossilreste. In einigen Profilen fehlen die „Oberen Grünen Mergel“. Die Brunstatt-Subformation wird dann meist direkt von „Plattigen Steinmergeln“ der Pechelbronn-Gruppe überlagert. Die Oberfläche der Brunstatt-Subformation ist dann häufig deutlich verkarstet.

Biostratigraphische Korrelation: Die Brunstatt-Subformation enthält eine Wirbeltierfauna, die eine Einstufung in das Mammalierniveau MP 19 erlaubt (BIOCHROM'97).

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Mittleres Priabonium.

3.3 Pechelbronn-Gruppe

[höherer Teil des Système de Bourgne nach KILIAN 1884; Petrosandmergel nach ANDREAE 1887a; Plattiger Steinmergel oder Streifiger Mergel und Bunter Mergel nach FÖRSTER 1888, 1909b, WITTMANN 1950; Pechelbronner ölführende Schichten nach VAN WERVEKE 1895; Pechelbronner Schichten nach VAN WERVEKE 1909, DOEBL 1958 u.a.; Couches de Pechelbronn nach GIGNOUX & HOFFMANN 1920, SCHNAEBELE 1948, SITTLER 1965, 1967, 1968, SCHULER 1983 u.a.; Pechelbronn beds nach DOEBL 1967 u.a.]

Name: Nach dem Ort Pechelbronn, Département Bas-Rhin, Frankreich.

Beschreibung: Die Pechelbronn-Gruppe besteht aus einer meist gut geschichteten bunten Abfolge von Ton-, Silt-, Sandsteinen und Konglomeraten in Wechsellagerung mit Kalk- bis Dolomitmergeln, seltener Kalken bis Dolomiten, z.T. auch mit Einschaltungen von Anhydrit und Salzen. Die Farbgebung der Gesteine ist sehr variabel. Im zentralen Oberrheingraben do-

minieren bräunliche, grünliche und graue Farben, in den Randbereichen treten gehäuft auch rötliche bis violette Farben auf. Die überwiegend karbonatisch gebundenen Sandsteine führen häufig Pflanzenhäcksel und sind meist planar bis schräg geschichtet, die Konglomerate oft gradiert und matrixgestützt. Im mittleren Teil der Gruppe treten gehäuft laminierte bituminöse Tonsteine bis Mergelsteine und z.T. bunte Siltsteine auf. Sie enthalten häufig Fossilschille mit Gastropoden, Bivalven, Ostracoden, Foraminiferen und Bryozoen, die ein wechselnd limnisches bis brackisch-marines Milieu widerspiegeln.

Die Gruppe tritt im gesamten Oberrheingraben und seinen Randgebieten auf, wobei die brackisch-marinen „Mittleren Pechelbronn-Schichten“ am weitesten verbreitet sind. Die Mächtigkeit der Gruppe schwankt je nach Lokalität zwischen wenigen Metern (z.B. in Teilen des Mainzer Beckens) und maximal 810 m in der Bohrung Hagsfeld 1 östlich von Karlsruhe (DOEBL 1967).

Typusgebiet: Erdölgebiet von Pechelbronn, Département Bas-Rhin, TOP 25, Bl. 3814 ET Haguenau-Wissembourg.

Typus- und Referenzprofile: GIGNOUX & HOFFMANN (1920) und SCHNAEBELE (1948) beschreiben zahlreiche Profile aus dem Typusgebiet als Referenzprofile für die Formationen und Subformationen der Pechelbronn-Gruppe. Sie sind zugleich Referenzprofile für die Gruppe.

Bemerkungen: Die Pechelbronn-Gruppe wurde als „Pechelbronner (ölführende) Schichten“ von VAN WERVEKE (1895, 1909) eingeführt und von GIGNOUX & HOFFMANN (1920) und SCHNAEBELE (1948) detailliert beschrieben und mit Typusprofilen belegt. GIGNOUX & HOFFMANN (1920) und SCHNAEBELE (1948) unterteilen die Gruppe in die „Unteren“, „Mittleren“ und „Oberen Pechelbronn-Schichten“, die hierarchisch lithostratigraphischen Formationen entsprechen und auch von allen späteren Bearbeitern entsprechend behandelt wurden. Die „Unteren“ und „Oberen Pechelbronn-Schichten“ lassen sich in zahlreichen Gebieten noch weiter in Subformationen untergliedern, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll.

Die basal häufig bituminösen eher braunen bis grauen „Unteren Pechelbronn-Schichten“ liegen im mittleren und südlichen Oberrheingraben den Ablagerungen der „Roten Leitschicht“ (höchste Formation der Haguenau-Gruppe), einer überwiegend rötlich bis ocker gefärbten Abfolge von Dolomitmergeln und Kalksanden bis Kalkkonglomeraten auf. Im nördlichen Oberrheingraben und im Mainzer Becken wird das Liegende der Pechelbronn-Gruppe durch den prätertiären Untergrund oder den „Eozänen Basiston“ (Oberrhein-Gruppe) gebildet. Da die brackisch-marinen „Mittleren Pechelbronn-Schichten“ wesentlich weiter verbreitet sind als die terrestrisch-fluviatilen „Unteren“ und „Oberen Pechelbronn-Schichten“ kann es auch zu einer Auflagerung der Ton-Tonmergel-

Siltstein-Wechselfolge der „Mittleren Pechelbronn-Schichten“ auf prätertiärem Untergrund kommen. Die Hangendgrenze der Pechelbronn-Gruppe wird durch ein Aussetzen der bunten sandig-konglomeratischen terrestrisch-fluviatilen bis limnischen Fazies der „Oberen Pechelbronn-Schichten“ und ein Einsetzen der marinen Tonmergelfazies der Bodenheim-Formation gebildet. Die Definition der Untergrenze der Bodenheim-Formation im Mainzer Becken wurde von GRIMM & RADTKE (2002) vorgenommen.

Biostratigraphische Korrelation: Die Pechelbronn-Gruppe enthält in den „Unteren Pechelbronn-Schichten“ eine Wirbeltierfauna, die eine Einstufung in das Mammalierniveau MP 19–20 erlaubt (TOBIEN 1968). Die „Mittleren Pechelbronn-Schichten“ sind nach der Foraminiferengliederung durch GRIMM (2002b) in die *Adercotryma agterbergi*-Zone (NSR 7a) einzustufen. Nach MARTINI (1990) liegt die Nannoplanktonzonengrenze NP 22/NP 23 in den „Oberen Pechelbronn-Schichten“.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Mittleres Priabonium bis Unteres Rupelium.

3.4 Stockstadt-Gruppe

Name: Nach dem Ort Stockstadt, Hessen.

Beschreibung: Die Stockstadt-Gruppe besteht aus einer meist gut geschichteten dunkelgrauen bis grüngrauen, bituminösen, z.T. auch bunten Abfolge von Tonen bis Tonmergeln, Silt- und Sandsteinen, die sich randlich mit Sandsteinen und Konglomeraten verzahnen. Gelegentlich treten dünne Kalk- bis Dolomitbänke, lokal auch Einschaltungen von Anhydrit, Gips und Salzen auf. Die Ablagerungen der Stockstadt-Gruppe sind horizontal sehr fossilreich, wobei Mollusken und Mikrofossilien dominieren. Die fossile Fauna und Flora ist je nach Horizont limnisch bis brackisch bis vollmarin ausgebildet.

Die Gruppe tritt im Oberrheingraben auf. Im Mainzer Becken und im nördlichsten Oberrheingraben wird sie durch die Selztal-Gruppe (GRIMM et al. 2000) und die Mainz-Gruppe (Kap. 3.6) vertreten. Im südlichen Oberrheingraben sind die jüngeren Anteile der Gruppe erodiert, z.T. auch nicht abgelagert worden. Die Mächtigkeit der Gruppe schwankt je nach Lokalität zwischen einigen hundert Metern und maximal etwa 2 200 m im Bereich Worms-Heidelberg (DOEBL 1967). Im Typusgebiet bei Stockstadt liegt sie bei etwa 1 400 m.

Typusgebiet: Erdölfelder Stockstadt-Eich und Umgebung, Hessen, TK 25, Bl. 6116 Oppenheim, 6216 Gernsheim, 6316 Worms, 6217 Zwingenberg und 6317 Bensheim.

Typus- und Referenzprofile: Typus- und Referenzprofile der Subgruppen.

Im Typusgebiet wurden seit den 60er Jahren des 20. Jahrhunderts mehrere hundert Bohrungen zur Aufsuchung von Erdöl und Erdgas durch verschiedene Erdölgesellschaften abgeteuft. Trotz dieser hohen Zahl an Bohrungen sind aus diesem Bereich nur wenige Profile veröffentlicht (WIRTH 1954, SCHAD 1962, KUPFAHL et al. 1972, SCHARPFF 1977) und ein Standardprofil erstellt worden (STRAUB 1962). Typus- und Referenzprofile, in denen die ganze Gruppe aufgeschlossen ist, wurden bisher nicht detailliert beschrieben, was angesichts der hohen Mächtigkeit der Gruppe auch kaum möglich ist. Andererseits ist die Gruppe außerhalb der ausgewählten Region nicht typisch oder nicht vollständig vorhanden.

Bemerkungen: Die Stockstadt-Gruppe wird hier neu eingeführt und umfasst die bis über 2 000 m mächtigen, überwiegend siliziklastischen, rupelischen bis miozänen Ablagerungen des Oberrheingrabens. Die Stockstadt-Gruppe wird hier in drei Subgruppen untergliedert, von denen die untere und die obere lithologisch sehr ähnlich ausgebildet sind. Den tieferen Teil der Gruppe bildet die Froidefontaine-Subgruppe mit der Bodenheimer-Formation (= „Rupelton“), der Alzey-Fm. (= „Meeresand“), den „Meletta-Schichten“ und dem „Cyrenenmergel“. Diese Ablagerungen wurden auch als „Graue Schichtenfolge“ bezeichnet. Über der Froidefontaine-Subgruppe folgen die Ablagerungen der Elsaß-Subgruppe („Elsässer Molasse“, Niederröden-Formation und Tüllingen-Formation). Den Abschluss der Gruppe bildet die Worms-Subgruppe („Cerithienschichten“, „Corbículaschichten“, „Untere“ und „Obere Hydrobierschichten“ nach DOEBL 1958).

Die Untergrenze der Stockstadt-Gruppe im Oberrheingraben entspricht der Untergrenze der Froidefontaine-Subgruppe (s.u.). Die Obergrenze der Gruppe ist identisch mit der Untergrenze der Ried-Gruppe.

Biostratigraphische Korrelation: Die Untergrenze der Stockstadt-Gruppe entspricht weitgehend der Untergrenze der Selztal-Gruppe nach GRIMM et al. (2000) und GRIMM & RADTKE (2002) und wird durch die basalen Ablagerungen der 2. Rupeltransgression nach HARDENBOL et al. (1998a) gebildet. Mit dieser Transgression wandern von der Nordsee zahlreiche neue Arten in den Oberrheingraben ein. Die basalen Ablagerungen der Stockstadt-Gruppe sind nach der Foraminiferengliederung durch GRIMM (2002b) in die *Turrilina alsatica*-Zone (NSR 7b) der Nordseegliederung nach GRADSTEIN in HARDENBOL et al. (1998b) einzustufen. Die Art setzt gemeinsam mit der Dinoflagellatenzyste *Chiropteridium lobospinosum* an der Untergrenze der Gruppe ein (GRIMM et al. 2000).

Die Obergrenze der Gruppe ist bisher biostratigraphisch nur indirekt zu fassen. Eine Korrelation mit Ablagerungen außerhalb des Rheingrabensystems wurde bisher nicht erarbeitet. Untersuchungen an Fischotolithen (WEILER 1942, 1963, REICHENBACHER 2000), Mollusken (KADOLSKY 1988) und Mikrofaunen (DOEBL 1958, DOEBL & MALZ 1962, PRELL-MÜSSIG 1965

u.a.) erlauben eine beckenweite stratigraphische Korrelation, jedoch bisher keine Anhängung an die internationalen Zonengliederungen. Auch die Nannoplanktongemeinschaften innerhalb der höheren Worms-Subgruppe enthalten keine Leitarten (MARTINI 1988). Lediglich die Pollenuntersuchungen der höchsten Schichten der Stockstadt-Gruppe (VON DER BRELIE 1974) ergeben ein aquitanes Pollenbild. Indirekt lassen sich die höheren Anteile der Worms-Subgruppe über die Korrelation mit Teilen der Mainz-Gruppe, die dem „Kalktertiär“ des Mainzer Beckens entsprechen, mindestens in das Säugerniveau MN 3a stellen (TOBIEN 1987, 1988).

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Unteres Rupelium bis unteres Burdigalium.

3.4.1 Froidefontaine-Subgruppe

[Blaue Mergel nach FÖRSTER 1886, 1911; Système de Froidefontaine nach MEYER 1920, 1927; Serie grise bzw. Marnes grises nach MEYER 1920, 1927 und SCHNAEBELE 1948; Graue Schichtenfolge nach DOEBL 1967, 1970 u.a.]

Name: Nach dem Ort Froidefontaine bei Belfort, Département Territoire-de-Belfort, Frankreich.

Beschreibung: Die Froidefontaine-Subgruppe besteht aus einer meist gut geschichteten dunkelgrauen bis hellgrüngrauen Abfolge von Tonen bis Tonmergeln und Silten mit horizontweise eingeschalteten Glimmerfeinsanden sowie randfaziellen Sand- bis Kiesschüttungen. Die Beckenfazies führt überwiegend nur marine bis brackische Mikrofossilien, seltener auch Mollusken, die gelegentlich zu Schillen angereichert sind. In der Randfazies sind die Ablagerungen, sofern sie nicht entkalkt sind, sehr fossilreich und führen eine diverse marine Fauna. Pflanzenreste sind vor allem in den Glimmerfeinsanden sehr häufig.

Die Subgruppe tritt im gesamten Oberrheingraben auf. Im Mainzer Becken wird sie durch die unteren und mittleren Anteile der Selztal-Gruppe (GRIMM et al. 2000) vertreten. Im Sundgau und den weiter südlich gelegen Becken verzahnen sich die Ablagerungen der Froidefontaine-Subgruppe mit Ablagerungen der „Elsässer Molasse“.

Die Mächtigkeit der Froidefontaine-Subgruppe schwankt je nach Lokalität zwischen wenigen Zehner Metern und maximal etwa 500–600 m im Bereich Bruchsal, Bienwald (DOEBL 1967), nördlich von Neuf-Brisach und bei Allschwill (DOEBL 1970). In der Ziegeleigrube bei Froidefontaine liegt sie bei etwa 53 m (MEYER 1927, CHAUVE 1975), ist aber möglicherweise im Topbereich gekappt. Mächtigkeitverteilungskarten der Subgruppe findet man in DOEBL (1967, 1970).

Typusgebiet: Fossé de Dannemarie im SW-Ende des Oberrheingrabens, Département Territoire-de-Belfort, TOP 25, Bl. 3621 ET Belfort.

Typus- und Referenzprofil: Referenzprofil für die Subgruppe ist das von MEYER (1927) und CHAUVE (1975) beschriebene Profil in der Ziegelei von Froidefontaine bei Belfort. Die Subgruppe liegt dort Konglomeraten der Pechelbronn-Gruppe auf und wird im Hangenden von „Sundgau-Schottern“ überdeckt. Als Typusprofile werden gemäß STEININGER & PILLER (1999) die Grenzprofile der Formationen gewählt.

Bemerkungen: Die Froidefontaine-Subgruppe wurde als „Système de Froidefontaine“ bereits durch MEYER (1920, 1927) eingeführt und mit der „Serie grise“ synonymisiert. Sie wurde hier lediglich in die lithostratigraphische Hierarchie eingegliedert und der Name entsprechend der stratigraphischen Richtlinien angepasst. Die Froidefontaine-Subgruppe kann in vier Formationen untergliedert werden, die hier als Alzey-Formation (früher „Meeressand“) Bodenheim-Formation (früher „Rupelton“), „*Meletta*-Schichten“ und „Cyrenenmergel“ bezeichnet werden. Die ursprünglich auf das Mainzer Becken beschränkte Alzey- und Bodenheim-Formation (GRIMM et al. 2000) treten in Bezug auf ihre lithologische Ausbildung unverändert im gesamten Oberrheingraben auf und sollten somit auch in Bezug auf ihre Namensgebung möglichst gleichnamig sein. Daher werden hiermit die Alzey-Formation für den „Meeressand“ und die Bodenheim-Formation für den „Rupelton“ des Oberrheingrabens eingeführt (s.a. Kap. 3.5). Nach SALVADOR (1994: 35) kann eine Formation von einer Gruppe in eine andere übergehen. Alzey- und Bodenheim-Formation werden im Folgenden nochmals kurz erläutert:

a. Alzey-Formation

[Sande von Eguisheim nach DELBOS & KOEHLIN-SCHLUMBERGER 1867, Sables marins de Dannemarie nach MEYER 1927, Meeressand bzw. Sable marin nach GUTZWILLER 1890, KESSLER 1909, WITTMANN 1950, 1988, WIRTH 1955, DOEBL 1964, DOEBL & BADER 1970; Sables marins de Wolschwiller nach SITTLER 1965; Unterer Meeressand nach TRUNKÓ & MUNK 1998]

Die Alzey-Formation wurde bereits durch GRIMM et al. (2000) für den „Unteren“ und „Oberen Meeressand“ des Mainzer Beckens eingeführt. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von weißgrauen bis rotbraunen, meist jedoch gelblichen Sanden und Kiesen, deren petrographische Zusammensetzung von der des jeweiligen Untergrunds abhängig ist und in der Regel streng lokal ist. Wenn die Sedimente nicht sekundär entkalkt sind, enthalten sie eine hochdiverse marine Flachwasser-Invertebratenfauna. Die Alzey-Formation transgrediert auf den prätertiären Untergrund und zeigt dort primäre Anlagerungsgefüge (Vorstrandschüttungen etc.). Im Hangenden wird die Formation normalerweise von den tonigen Ablagerungen der Bodenheim-Formation überdeckt. Die Alzey-Formation stellt die normalmarine Küstenfazies dar, die zeitgleich mit der Beckenfazies der Bodenheim-Formation abgelagert wurde.

b. Bodenheim-Formation

[Septarienton nach ANDREAE 1887a,b, MOOS 1934, PAUL 1938, WIRTH 1954; Blaue Letten nach BITTERLI 1945, WITTMANN 1950; Rupelton nach KUPFAHL et al. 1972, SCHMITT & STEUER 1974, SCHARPPF 1977; Foraminiferenmergel und Typischer Fischechiefer nach FÖRSTER 1909a, b]

Die Bodenheim-Formation wurde bereits durch GRIMM et al. (2000) für den Rupelton des Mainzer Beckens eingeführt und mit einem Typusprofil bei Bodenheim, im Übergangsbereich vom Mainzer Becken zum Oberrheingraben definiert. Sie besteht aus einer Wechsellagerung von grauen bis grünlichen und bituminösen schwarzbraunen laminierten Tonsteinen bis Tonmergeln. Die Formation kann in drei Subformationen untergliedert werden: Die liegenden schlecht bis mäßig geschichteten hellgrauen bis schokoladenbraunen karbonatisch siltigen Tone werden als Wallau-Sbfm. bezeichnet (GRIMM & RADTKE 2002). Darüber folgen die häufig phosphatische Fischreste führenden, bituminösen laminierten Tonsteine der Hochberg-Sbfm. Den Abschluss bilden die schlecht geschichteten grünlichen bis grauen, z.T. gefleckten Tone bis Silte der Rosenberg-Sbfm. (GRIMM et al. 2000). Entgegen der weitläufigen Meinung, dass oberhalb des „Fischechiefers“ (Hochberg-Sbfm.) im Oberrheingraben direkt die „*Meletta*“-Schichten einsetzen, wird hier festgestellt, dass in lithologischen Aufschlussprofilen stets eine Trennung zwischen dem tonig-mergeligen „Oberen Rupelton“ (Rosenberg-Sbfm.) und den feinsandigen „*Meletta*-Schichten“ im Sinne von FÖRSTER (1886) durchgeführt werden kann (z.B. im schweizerischen Steinbruch Laufen, GRIMM 2002c). Die Ausdehnung der „*Meletta*“-Schichten auf den „Oberen Rupelton“ erfolgte dagegen erst durch WAGNER (1950). Die Grenze Rosenberg-Sbfm./„*Meletta*“-Schichten tritt auch in Elektrologs deutlich hervor (z.B. STRAUB 1962: Abb. 52). Die „*Meletta*“-Schichten entsprechen in der Definition von FÖRSTER (1886) der Stackeden-Formation des Mainzer Beckens. Es wird hier jedoch auf eine Übertragung dieser Abfolge auf das Rheingrabengebiet vorerst verzichtet, da hierzu noch zu wenige lithologische Untersuchungen vorliegen.

Die Bodenheim-Formation liegt entweder bunten sandigen und siltigen Ablagerungen der Pechelbronn-Gruppe auf oder transgrediert auf den prätertiären Untergrund.

Die Hangendgrenze der Froidefontaine-Subgruppe wird durch das erste Einsetzen von mächtigeren Sandlagen und bunten Tonmergeln bis Silten über dem tonig-mergeligen, grünlichen „Cyrenenmergel“ charakterisiert. Diese gehören bereits der Niederröden-Formation der Elsaß-Subgruppe an (s.u.).

Biostratigraphische Korrelation: An der Untergrenze der Bodenheim-Formation in der Selztal-Gruppe des Mainzer Beckens setzen die Foraminifere *Turrilina alsatica* und die

Dinoflagellatenzyste *Chiropteridium lobospinosum* ein (GRIMM et al. 2000). Demnach wird dieser Bereich durch GRIMM (2002b) in die *Turrilina alsatica*-Zone (NSR 7b) der Nordseegliederung nach GRADSTEIN in HARDENBOL et al. (1998b) eingestuft. Die basale Foraminiferen-Biozone der Bodenheim-Formation, die so genannte *Gyroidina soldanii-Turrilina alsatica*-Zone (GRIMM 2002b), tritt nach GRIMM (1994) auch in Schliengen auf, ist aber in großen Teilen des Oberrheingrabens (wahrscheinlich aufgrund der sehr geringen Mächtigkeit) bisher nicht nachgewiesen. Auf jeden Fall ist damit im Oberrheingraben eine vergleichbare biostratigraphische Einstufung der Untergrenze der Bodenheim-Formation wie im Mainzer Becken vorzunehmen. Die nächst höhere relativ mächtige *Spiroplectinella carinata-Heterolepa dutemplei*-Zone wurde dann auch bei Schliengen (GRIMM 1994), auf dem Horst von Mulhouse (FÖRSTER 1909b), in der Bohrung Otterbach bei Basel (GRIMM 2002c) und in Froidefontaine (MEYER 1927) nachgewiesen und stellt den Hauptteil der Wallau-Subformation des Oberrheingrabens.

Die Untergrenze der Froidefontaine-Subgruppe lässt sich im Grabenzentrum mit der Untergrenze der Selztal-Gruppe korrelieren.

Die Obergrenze der Subgruppe ist biostratigraphisch nur schwer zu fassen. Im Topbereich des Cyrenenmergels bzw. im Basisbereich der Niederrödern-Formation tritt jedoch eine marine Fauna mit *Eponides cf. killiani* und *Elphidium ?nonionoides-buxovilanum* auf (DOEBL 1958, 1961, PRELL-MÜSSIG 1965), die wahrscheinlich mit der „Psammobien-Schicht“ des Mainzer Beckens (BOETTGER 1875) korreliert werden kann. Möglicherweise entspricht diese Fauna noch dem *Eponides*-Horizont im Schleichsand Hessens (RITZKOWSKI 1965).

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Rupelium.

3.4.2 Elsaß-Subgruppe

[Glimmermolassen und Süßwasserkalke nach BAUMBERGER 1927; Oberstampien nach WITTMANN 1952]

Name: Nach dem Elsaß, Frankreich.

Beschreibung: Die Elsaß-Subgruppe besteht aus einer Wechselfolge von bunten, Pflanzenhäcksel-führenden siltigen Glimmersanden mit Silten bis siltig-sandigen Ton- und Kalkmergeln, Kalksteinen und vereinzelt Braunkohlen.

Die Subgruppe tritt im gesamten Oberrheingraben auf, wobei im südlichen Oberrheingraben alle Formationen, im nördlichen Oberrheingraben nur die mittlere Formation (Niederrödern-Formation) entwickelt ist. Im Mainzer Becken fehlt die Subgruppe. Die Niederrödern-Formation wird dort durch die „Süßwasserschichten“ im höheren Teil der Sulzheim-Gruppe nach GRIMM et al. (2000) vertreten, die lithologisch jedoch bisher nicht abtrennbar sind.

Die Mächtigkeit der Elsaß-Subgruppe schwankt je nach Lokalität zwischen wenigen Zehner und mehreren Hundert Metern.

Typusgebiet: Oberelsaß und Sundgau.

Typus- und Referenzprofile: Als Typus- und Referenzprofile werden die der Formationen gewählt.

Bemerkungen: Als Elsaß-Subgruppe werden hier die „Elsässer Molasse“, die Niederrödern-Formation und die Tüllingen-Formation zusammengefasst. Sie wurden im Bereich des Oberelsaß und des Sundgaus bisher nicht scharf getrennt.

Als „Elsässer Molasse“ werden hier ausschließlich die Pflanzenhäcksel-führenden Glimmerfeinsande im Hangenden des rupelischen „Cyrenenmergels“ angesprochen. Ältere Glimmersande im Niveau der „Meletta-Schichten“ und innerhalb der Pechelbronn-Gruppe werden hier nicht berücksichtigt. Sie sind im deutschen Anteil des Oberrheingrabens von der „Elsässer Molasse“ durch die zwischengelagerte Bodenheim-Formation und den Cyrenenmergel gut abtrennbar. Der „Cyrenenmergel“ wird ebenfalls nicht zur „Elsässer Molasse“ gerechnet, obwohl er im benachbarten Schweizer Gebiet zurzeit noch den unteren Teil dieser Abfolge darstellt (vgl. auch BAUMBERGER 1927, WITTMANN 1952, 1988). Er wird – wie auch im gesamten übrigen Oberrheingebiet – zur Froidefontaine-Subgruppe (bzw. früher zur Grauen Schichtenfolge) gerechnet. Die „Elsässer Molasse“ wird auf das Gebiet des Oberelsaß, des Sundgaus und der weiter südlich gelegenen Becken beschränkt. In Deutschland tritt die „Elsässer Molasse“ nur auf den Bl. 8311 Lörrach und 8411 Weil am Rhein der GK 25 auf. Eine Abtrennung von der Niederrödern-Formation ist nicht konsequent möglich (s.u.), vielmehr könnte die „Elsässer Molasse“ nach ihrer Lithologie ohne weiteres in die Niederrödern-Formation gestellt und der Begriff aufgegeben werden. Da die „Elsässer Molasse“ jedoch ein alt eingeführter lithostratigraphischer Begriff ist, der vor allem in der Schweiz noch viel verwendet wird, macht ihr Einbeziehen in die Niederrödern-Formation erst dann einen Sinn, wenn die hier benutzte Grabenlithostratigraphie auf das Schweizer Gebiet übertragen werden kann. Dies ist zurzeit aber noch nicht der Fall.

Die Elsaß-Subgruppe beginnt mit dem Einsetzen von Glimmersandsteinen und bunten, z.T. fleckigen Mergeln über der monotonen graugrünen Abfolge des „Cyrenenmergels“. Die Hangendgrenze ist im südlichen Oberrheingraben erodiert und wird daher dort von spätmiozänen bis pleistozänen Terrassenablagerungen gebildet. Im mittleren und nördlichen Oberrheingraben setzen über der bunten Tonmergel-Glimmersand-Wechselfolge wieder graue Tonmergel der Worms-Gruppe ein, die massenweise Ostracoden führen.

Biostratigraphische Korrelation: Die Elsaß-Subgruppe enthält an der Basis im Grenzbereich zum „Cyrenenmergel“ lokal noch eine marine Mikrofauna, die der Kopff fauna des „Cyre-

nenmergels“ entspricht. Größtenteils setzt an der Unterkante der Abfolge aber eine limnische Mikrofauna ein. Parallelisiert man die Niederrödern-Formation mit den „Süßwasserschichten“ des Mainzer Beckens, dann setzen diese noch im Mammalier-niveau MP 24 ein. Aufgrund von Characeenresten muss der höhere Teil der Subgruppe (Tüllingen-Formation) in die Charophytenassoziatio von Marseille-St.-André (CASTEL 1968) bzw. in die *Stephanochara ungeri*-Zone und somit ins untere bis mittlere Chattium (etwa Mammalierniveaus MP 25–28) eingestuft werden (RIVELINE et al. 1996).

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Rupelium bis Chattium.

3.4.2.1 Niederrödern-Formation

[Marnes bigarrées nach GREPPIN 1867; bunte Mergel und Mergelkalk unter dem „Tüllinger und Delsberger Kalk“ nach ROLLIER 1893 und BAUMBERGER 1927; Süßwasserschichten nach VAN WERVEKE 1895; Gipsmergel nach WURZ 1912; Niederröderner-Schichten nach VAN WERVEKE 1918 und WAGNER 1950; Untere Bunte Mergel nach PAUL 1938; Couches de Niederroedern nach SCHNAEBELE 1948; Süßwasserschichten ohne den „Tüllinger Kalk“ nach WITTMANN 1950, 1952, 1988 und GEYER & GWINNER 1986; Süßwasserzone nach WAGNER 1913b, 1923; Bunte Niederröderner-Schichten nach WIRTH 1954, DOEBL 1958, 1967, SCHAD 1956, STRAUB 1962 und anderen; Werrabronner Schichten nach PRELL-MÜSSIG 1965]

Name: Nach dem Ort Niederrödern N Haguenau, Département Bas-Rhin, Frankreich.

Beschreibung: Die Niederrödern-Formation besteht aus einer schlecht bis mäßig geschichteten Wechselfolge von hellockergelben, hellgrünlichen und weinroten, z.T. auch gefleckten Mergeln und Tonmergeln mit Einschaltungen von z.T. weißen bis grünlichen, glimmerführenden karbonatischen Silt- und Sandsteinen, weißen Kalkmergel- bis Kalksteinlagen, vereinzelt geringmächtigen Braunkohlen und Braunkohlentonen und Wurzelhorizonten. Die Mergel enthalten z.T. Gips- oder Anhydritkonkretionen. Die Sandsteine werden bis über 10 m mächtig, keilen normalerweise rasch aus und enthalten gelegentlich Intraklastlagen. Am Rand des Oberrheingrabens treten auch geringmächtige Konglomeratlagen auf. Gemäß der Definition von VAN WERVEKE (1918) enthält die Niederrödern-Formation weder streifige und gebänderte Mergel noch Dolomitmergel. Die Formation tritt im gesamten Oberrheingraben auf und erreicht Mächtigkeiten von bis zu 600 m in einzelnen Teilbecken. Im Durchschnitt liegt die Mächtigkeit aber bei ca. 200 m, im Randbereich auch bei nur wenigen Metern.

Im Mainzer Becken wird die Niederrödern-Formation von den „Süßwasserschichten“ im höheren Teil der Sulzheim-Formation vertreten.

Typusgebiet: Bereich um Niederrödern N Haguenau, Département Bas-Rhin, TOP 25, Bl. 3814 ET Haguenau-Wissembourg und Bienwald, Rheinland-Pfalz.

Typus- und Referenzprofile: Als Typusprofile für die Niederrödern-Formation wurden von VAN WERVEKE (1918) die Bohrungen Niederrödern und Bienwald IX genannt.

Bemerkungen: Die Niederrödern-Formation wurde bereits durch VAN WERVEKE (1918) als „Niederröderner Schichten“ eingeführt, beschrieben und mit entsprechenden Bohrungen belegt. In der Definition von VAN WERVEKE (1918) ist eine Ausdehnung der „Niederröderner Schichten“ auf die höher gelegenen Ablagerungen der Worms-Gruppe, wie dies von MOOS (1934), RUNGE (1936), PAUL (1938) und WIRTH (1950) praktiziert wurde, nicht möglich. Reduziert man die Bedeutung der „Niederröderner Schichten“ wieder auf die ursprüngliche Definition von VAN WERVEKE (1918), dann ist eine neue Namensgebung (PRELL-MÜSSIG 1965) nicht erforderlich.

Die Niederrödern-Formation beginnt im Bereich des Bienwaldes und bei Straßburg mit einer bis zu 10 m mächtigen Kalksandsteinbank, die eine marine Fauna führt (WAGNER 1923, mündl. Mittl. Uffenorde 2002). Üblicherweise wurde diese Kalksandsteinbank zum „Cyrenenmergel“ gerechnet (Speicher innerhalb der „Cyrenenmergel“ nach SCHAD 1962, DOEBL 1967). Nach der Definition von VAN WERVEKE (1918) sind diese aber in die Niederrödern-Formation zu stellen, auch wenn sie marine Faunen enthalten, denn VAN WERVEKE (1918) macht keine Angaben über den Fauneninhalt. Im Gegenteil, er nimmt sogar eine Parallelisierung mit der Süßwasserzone von WAGNER (1913b, 1923) an, die ja ebenfalls mit einer marinen Schicht beginnt.

Die Niederrödern-Formation kann im Oberrheingraben aufgrund ihrer bunten Farbe, der wechselhaften Lithologie mit den häufigen Sandeinschaltungen gut von den unter- und überlagernden monotonen grauen bis graugrünen, besser geschichteten Tonmergeln und Mergeln abgegrenzt werden. Die Abgrenzung zur liegenden „Elsässer Molasse“ des Sundgaus ist jedoch nicht konsequent durchzuführen. Bei einer konsequenten lithologischen Einstufung würde die „Elsässer Molasse“ im Hangenden des rupelischen „Cyrenenmergels“ in die Niederrödern-Formation zu stellen sein. Gegebenenfalls würde sich dann eine Abtrennung der Kalksandsteine an der Basis der Formation als Subformation anbieten. Bis zu einer endgültigen Klärung der Lithostratigraphie und Begriffszuordnung im benachbarten schweizerischen Gebiet werden jedoch keine Änderungen in dieser Richtung vorgeschlagen.

Im Mainzer Becken werden die Äquivalente der Niederrödern-Formation durch die „Süßwasserschichten“ im höheren Teil der Sulzheim-Formation des Mainzer Beckens gebildet. Eine lithologische Abtrennung ist dort zurzeit nicht möglich.

Biostratigraphische Korrelation: Untersuchungsergebnisse zu biostratigraphischen Einstufungen der Niederrödern-Forma-

tion im Oberrheingraben liegen bisher nicht vor. Die Formation kann jedoch mit den „Süßwasserschichten“ (entspricht dem mittleren Teil der Sulzheim-Formation sensu GRIMM et al. 2000) des Mainzer Beckens korreliert werden, die nach MÖDDEN et al. (2000) noch innerhalb des Mammalienniveaus MP 24 beginnen. Die biostratigraphische Lage der Obergrenze der Niederröders-Formation ist bisher nicht bekannt.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Höchstes Rupelium bis Chattium.

3.4.2.2 Tüllingen-Formation

[Süßwasserformation am Dillinger Berg nach MERIAN 1821; Kalk von Tüllingen nach ANDREAE 1884, 1887a; Süßwasserkalke des Tüllinger Berges nach ANDREAE 1884, 1887a; Tüllinger Kalk nach BAUMBERGER 1927, WAGNER 1959, WITTMANN 1950, 1952, 1965, 1988, Süßwasserschichten des Tüllinger Berges bzw. Tüllinger Süßwasserschichten nach WITTMANN 1950, 1952, 1965, 1988]

Name: Nach dem Ort Tüllingen, Stadt Lörrach, Baden-Württemberg.

Beschreibung: Die Tüllingen-Formation besteht aus einer Wechselfolge von grünlichen bis gelblichen Tonmergeln, hellgelben bis weißen, festen bis kreidigen Kalkmergeln und Mergelkalken, feingeschichteten Travertinen sowie dunklen, z.T. kavernösen, bituminösen Süßwasserkalksteinen („Stinkkalke“). Vereinzelt treten Schilllagen von Landschnecken (u.a. *Cepaea rugulosa rugulosa* (VON ZIETEN 1830) und *Wenzia ramondi* (BRONGNIART 1810) und Süßwassergastropoden (Planorbidae und Lymnaeidae) sowie Characeen-Massenlagen auf. In die Mergelkalke und Kalke sind vereinzelt Lagen mit grauen bis honiggelben Hornsteinknollen eingeschaltet. WITTMANN (1952, 1965, 1988) unterscheidet am Tüllinger Berg sieben übereinander folgende Kalksequenzen, die von Kalkmergeln und Mergeln getrennt werden.

Die Formation tritt im Bereich des Tüllinger Berges und in Äquivalenten im Sundgau und in den weiter südlich gelegenen Becken von Laufen und Delémont auf. Am Tüllinger Berg ist die Formation ca. 165 m mächtig, wobei im Top Teile erodiert wurden.

Typusgebiet: Bereich des Tüllinger Berges W Lörrach, TK 25, Bl. 8311 Lörrach und 8411 Weil am Rhein, Baden-Württemberg.

Typusprofil: Als Typusprofile für die Tüllingen-Formation wird ein Profil der Kalke im aufgelassenen Steinbruch am Käferholz, Gemarkung Haltingen, gewählt. Bei R 3397365, H 5275518 konnte folgendes Profil aufgenommen werden:

Hgd.	Bodenbildungen
0,20 m	Travertin, hellgelb, grau meliert, plattig, feingeschichtet
0,06 m	Kalkmergel, hellgelb bis hellgelbgrau, feingeschichtet
0,32 m	Mergelkalk bis Kalkmergel, hellgelb bis beige, gut geschichtet mit Wurzelröhren
0,20 m	Mergeliger Siltstein bis siltiger Mergelstein, mittelgraubraun, ungeschichtet, mit vielen Characeen Gyrogoniten und Bruchstücken von Lymnaeen
0,20 m	Biogene führender Lithoklast-Wackestone, mittel- bis dunkelgrau, bituminös, ungeschichtet. Als Lithoklasten treten diverse karbonatische Mudstone- und Calichekomponenten, als Biogene Bruchstücke von <i>Planorbis</i> und Lymnaeen auf.
0,70 m	Mergeliger Siltstein bis siltiger Mergelstein, mittelgraubraun, ungeschichtet, mit vielen Bruchstücken von Lymnaeen
0,02 m	Travertin, hellgelb, grau meliert, plattig, feingeschichtet
0,75 m	Mergeliger Siltstein bis siltiger Mergelstein, mittelgraubraun, ungeschichtet, mit vielen Bruchstücken von Lymnaeen
6,00 m	Karbonatischer Ton bis Tonmergel, hellgraugelb, schlecht geschichtet
1,50 m	Wechsellagerung zwischen gelblichem Mergel und beigem mergeligem Silt, mäßig geschichtet
0,05 m	Seekreide, gelblichweiß, ungeschichtet, porös
0,23 m	Mergel, beige
0,03 m	Travertin, hellgelb, grau meliert, plattig, feingeschichtet
0,26 m	Mergeliger Silt, gelblichgrau
0,12 m	Mergeliger Kreidekalk, weißgelblich, mit 1 cm dicker <i>Planorbis</i> -Massenlage
0,41 m	Siltiger Mergelstein, mittelgrau bis gelbgrau mit vielen Characeen-Gyrogoniten und Bruchstücken von Lymnaeen
0,20 m	Siltiger Characeen-Lithoklast-Wackestone, beige mit Bruchstücken von Lymnaeen und <i>Pomatias</i>
0,15 m	Kalkmergel, partiell verfestigt, beige, mäßig geschichtet
1,06 m	Poröser Kreidekalk mit Gastropodenschilllagen, beige bis hellgelbbraun, mit <i>Planorbis</i> , <i>Lymnaea</i> und heliciden Landschnecken
0,015 m	Tonmergel mit Characeen-Gyrogoniten, bräunlich bis gelblich, im Zentrum mit grauer Gastropodenschilllage, bestehend aus <i>Planorbis</i> und <i>Pomatias</i> -Deckeln
0,32 m	Neosparitischer Filament-Mud- bis Wackestone mit glattschaligen Ostracoden und vereinzelt Lymnaeen
Lgd.	nicht aufgeschlossen

Das Profil erschließt die Kalksequenzen IV und V nach WITTMANN (1965).

Referenzprofil: Referenzprofil für die Untergrenze der Formation ist das Profil am Stettener Bahntunnelportal (Typusprofil für die Gipsmergel nach WURZ 1912 = Niederröders-Formation). Bei R 3398400, H 5274140 stehen zwischen dem Tunnelausgang und einer Wegüberführung an der stark zuge wachsenen Böschung an mehreren Stellen ungeschichtete bunte Mergel der Niederröders-Formation an. Die noch erkennbare Gesamtmächtigkeit beträgt wenige Meter. Im Dach des Tunnels treten dann hellgelbe weiche Kalkmergel der Tüllingen-Formation auf.

Die Tüllingen-Formation ist im Hangenden erodiert und wird von pliozänen Schotterterrassen überdeckt. Ein Grenzprofil der Obergrenze kann somit nicht angegeben werden.

Bemerkungen: Die „Tüllingen-Schichten“ konnten bereits aufgrund der Arbeiten von WITTMANN (1950, 1952, 1965, 1988) als Formation aufgefasst werden, wurden bisher jedoch nicht formal definiert. Mit der Benennung von Typus- und Referenzprofilen erfüllt die Beschreibung nun die Bedingungen der stratigraphischen Richtlinien nach SALVADOR (1994), bzw. STEININGER & PILLER (1999).

Die „Gipsmergel“ nach WURZ (1912) wurden durch WITTMANN (1950, 1965, 1988) zu den Tüllingen-Schichten gerechnet. Es handelt sich dabei aber um typische Ablagerungen der Niederröders-Formation, die das Liegende der Tüllingen-Formation bilden. Die Tüllingen-Formation setzt mit der ersten Mergelkalkbank (Sequenz I nach WITTMANN 1965) ein. Ein Standardprofil mit allen Kalkbänken ist in WITTMANN (1988) abgebildet.

Die im benachbarten Schweizer Gebiet aufgeschlossenen Kalk, wie z.B. der „Oensing Kalk“, der „Wynauer Kalk“ oder der „Matzendörfer Kalk“ im Sinne von BAUMBERGER (1927) stellen wahrscheinlich lediglich einzelne Kalksequenzen der Tüllingen-Formation dar. Mit dem „Delsberger Kalk“ („Calcaire Delémontien“) reicht die Kalk-Kalkmergel-Sedimentation dort aber bis ins Aquitanium und somit höher hinauf als am Tüllinger Berg (PICOT et al. 1999).

Biostratigraphische Korrelation: Die biostratigraphische Einstufung der „Tüllingen Schichten“ ist mit dem Auftreten von Land- und Süßwasserschnecken und teilweise mit Hilfe von Characeen möglich. Mit dem Auftreten der Landschnecke *Wenzia ramondi* (BRONGNIART 1810) gehören die „Tüllingen-Schichten“ zumindest teilweise in die *W. ramondi*-Zone des höheren Chattiums. Im gleichen Niveau tritt auch *Pomatias* auf (KADOLSKY 1988). Nach SCHWARZ (1988) entspricht die Charophytenassoziation der „Unteren Tüllingen-Schichten“ der der höheren „Cyrenenmergel“ bis Süßwasserschichten. NÖTZOLD (1962) nennt unter anderen *Rhabdochara langeri* (ETTINGHAUSEN 1872) MÄDLER 1955, *Stephanochara ungeri* FEIST-CASTEL 1977, *Sphaerochara inconspicua* (BRAUN ex. UNGER 1850) FEIST-CASTEL 1977, *S. granulifera* (HEER 1854) MÄDLER 1955, *Nitellopsis (Tectochara) meriani* (BRAUN ex.

UNGER 1850) GRAMBAST & SOULIÉ-M. 1972, *N. (T.) globula* (MÄDLER 1955) GRAMBAST & SOULIÉ-M. 1972, *N. (T.) helvetica* (MÄDLER 1955) GRAMBAST & SOULIÉ-M. 1972, *N. (T.) huangi* (LU 1944) GRAMBAST & SOULIÉ-M. 1972 (siehe auch Auflistung in WITTMANN 1965). Diese Faunen-Assoziation ist in die Charophytenassoziation von Marseille-St.-André (CASTEL 1968) bzw. in die *Stephanochara ungeri*-Zone und somit ins untere bis mittlere Chattium (etwa Mammalierniveaus MP 25–28) einzustufen (RIVELINE et al. 1996).

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Chattium.

3.4.3 Worms-Subgruppe

[mittlerer und höherer Teil der Niederröderser Schichten nach PAUL 1938; Aquitan nach DOEBL & MALZ 1962, DOEBL 1967, 1970]

Name: Nach der Stadt Worms am Rhein, Rheinland-Pfalz.

Beschreibung: Die Worms-Subgruppe besteht aus einer meist gut geschichteten teilweise laminierten dunkelgrauen bis grüngrauen bituminösen Abfolge von Tonen bis Tonmergeln. Häufig treten braune bis weiße Kalklaminen, gelegentlich auch dünne graue bis braune mikritische Kalk- bis Dolomitbänke auf, seltener auch Peloidkalk. Im Bereich Worms-Wattenheim und Rülzheim-Hochstetten sind auch Einschaltungen von Anhydrit und Salzen vorhanden. Die Ablagerungen der Worms-Subgruppe sind horizontweise sehr fossilreich, wobei Mollusken, Fischreste und Mikrofossilien (hauptsächlich Ostracoden) dominieren. Die fossile Fauna und Flora ist je nach Horizont limnisch bis brackisch-marin ausgebildet. Vom östlichen Grabenrand zwischen Zwingenberg und Bruchsal (mit Zentrum bei Heidelberg) schalten sich bis in den Bereich von Schifferstadt Sandsteine und Konglomerate ein, die bei Heidelberg mit insgesamt ca. 600 m etwa die Hälfte der Gesamtmächtigkeit der Subgruppe ausmachen (VEIT 1955, WAGNER 1959, ANDRES & SCHAD 1959, DOEBL 1961). Ein weiterer siliziklastischer Fächer schaltet sich bei Neustadt an der Weinstraße ein.

Die Subgruppe tritt nur im mittleren und nördlichen Oberrheingraben auf (etwa nördlich der Linie Haguenu-Bühl). Sie verzahnt sich randlich mit den höchsten Teilen der Selztal-Gruppe (GRIMM et al. 2000) und Kalken (Mudstones bis Bioklast-Grainstones) und Kalkmergeln der Mainz-Gruppe.

Die Mächtigkeit der Gruppe schwankt je nach Lokalität zwischen einigen hundert Metern und maximal 1500–1600 m im Bereich Frankenthal-Viernheim-Sandhausen (DOEBL 1967).

Typusgebiet: Bereich Worms-Wattenheim und Umgebung, Rheinland-Pfalz und Hessen.

Typus- und Referenzprofile: Typus- und Referenzprofile für die Worms-Subgruppe sind die Typusprofile der Formationen. Da diese noch nicht formal definiert sind, wird hier als Beispielprofil die von WAGNER (1950, 1955) und SCHARPFF (1977) beschriebene, 1936/37 abgeteufte Bohrung Worms 1, Flur Rosengarten, Gemarkung Lambertheim, Hessen, verwendet. Sie diente den Erdölgeologen bis in die 50er Jahre des 20. Jahrhunderts als Standardprofil für die Entwicklung der Worms-Subgruppe im nördlichen Oberrheingraben.

Bemerkungen: Die Worms-Subgruppe beschreibt die Beckenfazies eines Restmeeres und wird hier neu als Gegenstück zur Mainz-Gruppe eingeführt, die die kalkige Randfazies (im Sinne einer randlichen Karbonatplattform) umfasst. Die Beckenfazies und die Randfazies unterscheiden sich sehr deutlich durch ihre Mächtigkeit (Beckenfazies bis 1600 m, Randfazies < 300 m), durch ihre Sedimentfazies (Beckenfazies tonig, Randfazies kalkig) und durch ihre Fossilführung.

Die Worms-Subgruppe ist insgesamt sehr monoton und kann lediglich in vier Formationen untergliedert werden. Die Bezeichnung dieser Formationen hat schon so oft gewechselt, dass hier neue Formationsnamen eingeführt werden müssten. Dies ist aber bisher nicht möglich, da es keine Profile gibt, die die Bedingungen für Typusprofile zur Formationsdefinition erfüllen würden. Vom Liegenden zum Hangenden kann man folgende Formationen unterscheiden (ORG = Oberrheingraben):

a. „Untere Cerithienschichten des ORG“

[gefleckte Mergel bzw. (tieferer Teil der) „Cerithienschichten“ nach WAGNER 1950; höherer Teil der „Unteren Niederrödderner Schichten“ nach WIRTH 1955; „Heidelberg-Kraichgau-Rastatt-Fazies“ nach WAGNER 1959; „Cerithienschichten“ nach WIRTH 1954, DOEBL 1958, 1967, SCHAD 1956, 1962, STRAUB 1962, u.a.; „Ostracoden-Schichten“ nach PRELL-MÜSSIG 1965; „Untere Cerithienschichten“ nach GEYER & GWINNER 1986, GRIMM & HOTTENROTT 2002] Teufe in der Bohrung Worms 1: 1840–2020 m (WAGNER 1950, 1955, SCHARPFF 1977).

Die „Unteren Cerithienschichten“ bestehen überwiegend aus hellen, graugrünen bis braunen, z.T. gefleckten Mergeln mit einer brackischen bis limnischen Molluskenfauna. In diese sind vereinzelte Sandsteinlagen, lokal auch Braunkohlen und Braunkohlentone eingeschaltet.

b. „Mittlere Cerithienschichten des ORG“

[„Steinsalz-Zone“ und (untere) „Anhydritzone“ bzw. (mittlerer Teil der) „Cerithienschichten“ nach WAGNER 1950; „*Corbicula*-Schichten“ nach WIRTH 1954, DOEBL 1958, 1967, SCHAD 1956, 1962, STRAUB 1962, u.a.; „Bändermergel“ nach PRELL-MÜSSIG 1965; „Mittlere Cerithienschichten“ nach GEYER & GWINNER 1986, GRIMM & HOTTENROTT 2002] Teufe in der Bohrung Worms 1: 1600–1840 m (WAGNER 1950, 1955, SCHARPFF 1977).

Die Ablagerungen bestehen aus einer Abfolge von pyritführenden, bituminösen, durch meist braune Kalklamellen

laminierten Tonsteinen bis Tonmergeln („Bändermergel“) mit Einschaltungen von Salzen und Anhydritlagen und -knollen. Sie enthalten z.T. massenhaft abgebrochene Stücke von fadenförmigen Kalkalgen (DOEBL 1961, DOEBL & MALZ 1962).

c. „Obere Cerithienschichten, *Inflata*- und Hydrobienschichten des ORG“

[(Obere) „Anhydritzone“ und „Bituminöse Schiefer“ bzw. (höherer Teil der) „Cerithienschichten“, „*Corbicula*-Schichten“ und „Hydrobienschichten“ nach WAGNER 1950; „Untere“ und „Obere Hydrobienschichten“ nach WIRTH 1954, DOEBL 1958, 1967, SCHAD 1962, STRAUB 1956, 1962, u.a.; „Graugrüne Mergel“ und „Ablagerungen über den Graugrünen Mergeln“ nach PRELL-MÜSSIG 1965; „Obere Cerithienschichten“, „*Corbicula*-Schichten“ und „Hydrobienschichten“ nach GEYER & GWINNER 1986; „Obere Cerithienschichten“, „*Inflata*-Schichten“ und „Hydrobienschichten“ nach GRIMM & HOTTENROTT 2002]

Teufe in der Bohrung Worms 1: 900–1600 m (WAGNER 1950, 1955, SCHARPFF 1977).

Es handelt sich um eine monotone Wechselfolge von bituminösen, meist grauen bis grünlichen Tonmergeln bis Tonen mit Einschaltungen von kreidigen Kalkmergeln bis Kalken, Dolomiten, Anhydrit und Sandsteinen. Vereinzelt treten Schilllagen auf. Lithologisch kann eine Dreiteilung im Subformationsrang durchgeführt werden. Der höhere Teil („Hydrobienschichten“) besteht aus ungeschichteten Tonmergeln von überwiegend grünlicher Farbe. Er führt z.T. eingeschaltete Ostracoden-Massenlagen („Ostracodenschiefer“ nach DOEBL & MALZ 1962) sowie vereinzelte Molluskenschille, wie den „*Potamides*-Horizont“, Lagen von *Congerina brardi*, *Perna (P.) faujasi* und *Hydrobia paludinaria*. Ganz ähnlich ausgebildet ist die mittlere Subformation der „*Inflata*-Schichten“. Sie führt jedoch z.T. massenhaft eingeschwemmte Exemplare von *Hydrobia inflata*. Der tiefere Teil („Obere Cerithienschichten“) enthält neben den ungeschichteten grauen bis grünlichgrauen Tonmergeln auch häufig bituminöse, durch Kalksilt laminierte Tonmergel bis Tone und „Ostracodenschiefer“. Er verzahnt sich an der Basis mit anhydritführenden Tonmergeln.

d. „Klastische Grabenrandfazies“

Es handelt sich um eine Randfazies der Worms-Subgruppe, die in der Bohrung WIAG Hessen 4 bei Zwingenberg angebohrt wurde (VEIT 1955, WAGNER 1959). Sie bestehen aus einem flach in den Graben geschütteten Schuttfächer mit Sandsteinen und Konglomeraten. Die klastische Grabenrandfazies verzahnt sich beckenwärts mit der mergeligen Beckenfazies der Worms-Subgruppe. Das Zentrum des Fächers liegt nach seismischen Untersuchungen am östlichen Grabenrand bei Schriesheim (ANDRES & SCHAD 1950).

Die Untergrenze der Worms-Subgruppe wird mit dem Aussetzen der bunten Tonmergel-Kalksandstein-Fazies der Niederröddern-Formation gezogen. An der Hangendgrenze setzen

erneute Wechsellagerungen von bunten bis gelblichen Mergeln und eingeschalteten Feinsandsteinen ein, die als Ried-Gruppe bezeichnet werden (früher Jungtertiär I und II).

Biostratigraphische Korrelation: Innerhalb der Worms-Subgruppe treten mehrere biostratigraphische Leithorizonte auf, die beckenweit eine Korrelation einzelner Bohrungen erlauben (DOEBL 1958, 1964, DOEBL & MALZ 1962, PRELL-MÜSSIG 1965). Darunter ist vor allem der „*Potamides*-Horizont“ in der höheren Subformation der Formation c (s.o.), der „Globigerinen“-Horizont mit *Lipsina demens* an der Untergrenze der höheren Subformation der Formation c und das Auftreten von *Hydrobia inflata* in der mittleren Subformation der Formation c zu nennen. Die Pollenuntersuchungen der Formation c der Worms-Subgruppe (VON DER BRELIE et al. 1973, VON DER BRELIE 1974) ergeben noch ein aquitanes Pollenbild. Die Foraminiferen- und Nannoplanktongemeinschaften der höheren Worms-Subgruppe enthalten keine Leitarten (u.a. MARTINI 1988), der tiefere Teil kann jedoch noch in die Nannoplanktonzone NP 25 eingestuft werden (MARTINI 2000). Mittels der Leithorizonte und der Untersuchungen an Mikrofaunen (DOEBL 1958, 1964, DOEBL & MALZ 1962, PRELL-MÜSSIG 1965), Nannoplankton (MARTINI 1988, 2000) und Fischotolithen (REICHENBACHER 2000) ist eine Korrelation der Subgruppe mit den höchsten Teilen der Selztal- und der gesamten Mainz-Gruppe möglich.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Höheres Chattium bis Burdigalium.

3.5 Selztal-Gruppe

[Untere Abteilung nach SANDBERGER 1853, sandige und mergelige Stufe nach STEUER 1909, 1910; mittlerer und oberer Teil des „Prä-Aquitaniens“ nach TOBIEN 1982; Selztal-Gruppe nach GRIMM et al. 2000]

Die Selztal-Gruppe wurde von GRIMM et al. (2000) für die siliziklastischen Sedimente im Hangenden der Pechelbronn-Gruppe und im Liegenden des Kalktertiärs des Mainzer Beckens sensu GOLWER (1968) eingeführt. Sie kann in die Alzey-Formation, die Bodenheim-Formation, die Stackeden-Formation, die Sulzheim-Formation und die Bodenheim-Formation (SCHÄFER & KADOLSKY 1998) untergliedert werden. Die Selztal-Formation entspricht weitgehend (mit Ausnahme des höheren Teils der Sulzheim-Formation) der Froidefontaine-Subgruppe des Oberrheingrabens und ist in ihren tieferen marinen rupelischen Anteilen auch genauso entwickelt (s.o.). Dies spricht für eine zunächst gemeinsame und einheitliche Beckenentwicklung während der Ablagerungen der frühen Selztal-Gruppe. Konsequenterweise sollte sich dies auch in einer möglichst einheitlichen Namensgebung ausdrücken. Nach SALVADOR (1994: 35) können Formationen von einer Gruppe in eine benachbarte Gruppe (Subgruppe) übergehen. Dies wird hier

für die Alzey-Formation und die Bodenheim-Formation angewandt und die Formationsnamen auf die identischen und zeitäquivalenten Lithofaziestypen des Oberrheingrabens übertragen (Kap. 3.4.1). Für die Stackeden-Formation ist dies derzeit noch nicht möglich, da die lithostratigraphischen Untersuchungen im Oberrheingrabens und den angrenzenden Gebieten in diesem Niveau noch nicht weit genug fortgeschritten sind. Es deutet sich aber an, dass auch die Fazies der Stackeden-Formation mit ihrer Untergliederung in die Pfadberg- und Elsheim-Subformationen in weiteren Gebieten des Oberrheingrabens und der sich südlich anschließenden Becken von Laufen und Delémont wieder zu finden ist (GRIMM 2002c).

3.6 Mainz-Gruppe

[unterer Teil der Oberen Abteilung nach SANDBERGER 1853; Kalkige Etage des Mainzer Beckens nach STEUER 1910; Obere Abteilung des Mainzer Tertiärs nach MORDZIOL 1911; Kalktertiär nach ROTHAUSEN et al. 1988 u.a.; Mainzer Triade nach TOBIEN 1970, 1980, 1982; Mainz-Gruppe nach GRIMM & GRIMM 2003]

Name: Nach der Landeshauptstadt Mainz, Rheinland-Pfalz.

Beschreibung: Die Mainz-Gruppe besteht aus einer Abfolge von überwiegend hellen Kalken und Kalkmergeln in Wechsellagerung mit licht- bis dunkelbraungrauen bis grünen und gelblichen Tonen und Tonmergeln. In diese Abfolge sind vereinzelt dünne mulmige Braunkohlen und rosafarbene Braunkohlentone eingeschaltet. Größere siliziklastische Ablagerungen fehlen weitgehend. Die Zusammensetzung der Kalke ist sehr variabel und reicht von unverfestigten Bioklastschillen, Onkolith- bis Ooidsanden über verfestigte Oobioklast-Grainstones und Algenriffkalke bis hin zu mikritischen, z.T. dolomitisierten Kalksteinen. Die gesamte Abfolge ist meist sehr stark fossilführend, wobei Mollusken und Ostracoden dominieren. Die Mollusken sind z.T. in monospezifischen Schillkalken angereichert, die als Leitbänke benutzt werden können. Zum Grabenrand verzahnen sich die Ablagerungen mit den Tonmergeln der Worms-Subgruppe.

Die Mainz-Gruppe ist in der Regel unter 300 m mächtig. Sie tritt im Bereich des Mainzer Beckens, in der Hanauer Bucht und am Westrand des Oberrheingrabens bis in den Bereich von Landau in der Pfalz auf. Die hangenden Partien sind häufig erodiert.

Typusgebiet: Mainzer Becken.

Typus- und Referenzprofile: Typus- und Referenzprofile für die Mainz-Gruppe sind die Typusprofile der Formationen. Die Definitionen der Formationen sind bereits erschienen (SCHÄFER & KADOLSKY 2002, REICHENBACHER & KELLER 2002, RADTKE & KÜMMERLE 2004).

Bemerkungen: Die Mainz-Gruppe umfasst die Ablagerungen der randlichen Karbonatplattformen bzw. der kalkigen Randfazies als Gegenstück zur Worms-Subgruppe. Sie beginnen mit dem Einsetzen der kalkigen Fazies über den Tonmergeln der höchsten Sulzheim-Formation der liegenden Selztal-Gruppe. Vom Liegenden zum Hangenden können folgende Formationen unterschieden werden:

a. Mittlere Cerithien-Schichten und Landschneckenkalk

b. Obere Cerithienschichten, unterer Teil

c. Oberrad-Formation (SCHÄFER & KADOLSKY 2002)

[oberer Teil der Oberen Cerithienschichten]

Umfasst die Kalk-Mergel-Wechselfolge im Hangenden der *Isognomon*-Bänke und unterhalb des Einsetzens der Rüssingen-Formation. Die Oberrad-Formation ist auch außerhalb des Mainzer Beckens, z.B. an der Kleinen Kalmit bei Ilbesheim, nachgewiesen (DOEBL & BADER 1970).

d. Rüssingen-Formation (SCHÄFER & KADOLSKY 2002)

[*Corbicula*-Schichten bzw. *Inflata*-Schichten des Mainzer Beckens]

SCHÄFER & KADOLSKY (2002) definieren die Rüssingen-Formation mit der Reichweite von *Hydrobia inflata*, einer Gastropodenart, die auch im Gelände leicht aufgrund der aufgeblähten Endwindung erkannt werden kann und meist massenhaft auftritt. Sie unterscheiden zwei Faziesräume: eine Lagunenfazies und eine Karbonatplattformfazies. Die Lagunenfazies herrscht im nordwestlichen Mainzer Becken vor. Dort dominieren olivgraue bis dunkelgraue Tonmergel und Tone mit eingelagerten Hydrobien-Schillen und wenigen, geringmächtigen Kalkbänken. Die Fazies der Karbonatplattform trennt die Lagunenfazies von der Beckenfazies der Worms-Subgruppe. Auf der Plattform dominieren nach SCHÄFER & KADOLSKY (2002) helle mikritische Kalke mit geringmächtigen grünlichen bis braunen Ton- und Tonmergelagen, eingeschalteten oolithischen Kalksteinen und „Algenkalk-Riffen“. Die beiden Faziestypen können als Subformationen aufgefasst werden.

Knapp unter der Hangendgrenze der Formation tritt eine markante Lithoklastbank auf, die sowohl in kalkiger Fazies, wie z.B. bei Kallstadt (GRIMM et al. 1992) als auch in mergeliger Fazies (Kap. 3.6.1.1 Hartenberg-Subformation) nachgewiesen werden konnte.

e. Wiesbaden-Formation (Kap. 3.6.1) (REICHENBACHER & KELLER 2002)

f. „Obere Hydrobienschichten“

g. Niederrad-Formation (RADTKE & KÜMMERLE 2004)

[Landschneckenmergel des Hanauer Beckens]

h. Praunheim-Formation (RADTKE & KÜMMERLE 2004)

[Prososthenien-Schichten des Hanauer Beckens]

Die Obergrenze der Mainz-Gruppe wird durch die Überlagerungen der kalkig-mergeligen Abfolge durch weitgehend kalkfreie siliziklastische Ablagerungen der Staden-Formation nach RADTKE & KÜMMERLE (2004) gebildet.

Biostratigraphische Korrelation: Die Mainz-Gruppe enthält mehrere biostratigraphische Leithorizonte, die eine Korrelation mit der Beckenfazies der Worms-Subgruppe ermöglichen. Intern kann die Mainz-Gruppe mit Hilfe von Ostracoden, Foraminiferen, Otolithen und Mollusken feinst untergliedert werden (DOEBL et al. 1972, BEST 1975, SCHÄFER 1984, 1988, KADOLSKY 1988, REICHENBACHER 2000). Eine Anhängung an die überregionalen Zonengliederungen ist vor allem mit Hilfe der Untersuchungen von Mammalierresten (TOBIEN 1970, 1980, 1988) und mit Hilfe von Otolithen (REICHENBACHER 2000) möglich. Demnach reicht die Mainz-Gruppe nach ROTHAUSEN et al. (1988) vom Mammalierniveau MP 30 bis mindestens ins Niveau MN 3a, nach REICHENBACHER (2000) sogar bis ins Niveau MN 3b.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Höheres Chattium bis Burdigalium.

3.6.1 Wiesbaden-Formation

[Untere Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens, unterer Teil der Wiesbaden-Schichten nach STRUVE 1973]

Die Wiesbaden-Formation (REICHENBACHER & KELLER 2002) umfasst eine Kalk-Mergel-Wechselfolge mit vereinzelt Einschaltungen von Braunkohlen, „Algen-Schlamm-Riffen“ und siliziklastischen Einschaltungen im Hangenden der Rüssingen-Formation. Wie die Rüssingen-Formation wurde auch die Wiesbaden-Formation in unterschiedlichen Faziesbereichen abgelagert. REICHENBACHER & KELLER (2002) unterscheiden eine brackische, eine lakustrine und eine Auftauchfazies. In vorliegender Arbeit werden zusätzlich eine Plattform- und eine Lagunenfazies unterschieden. Die kalkige Plattformfazies trennt die eher mergelige Lagunenfazies von der Beckenfazies der Worms-Subgruppe. Nur an der Basis der Formation greift die Beckenfazies des Oberrheingrabens kurzfristig auf die kalkige Plattformfazies über und führt dort zur Bildung einer gut erkennbaren bituminösen Ton-Tonmergel-Abfolge. Entsprechend der lithologischen Untergliederung der Wiesbaden-Formation kann eine Unterteilung in die Hartenberg-, Kästrich- und Wäschbachtal-Subformation vorgenommen werden (s.u.). Bei einem Fehlen der Hartenberg-Subformation treten an der Grenze der Rüssingen-Formation zur Wiesbaden-Formation Sand-, Silt- und Toneinschaltungen auf bzw. es ist ein erhöhter Siliziklastanteil innerhalb der Kalke erkennbar (GRIMM et al. 1992).

3.6.1.1 Hartenberg-Subformation

[Basishorizont nach BOZORGNIA 1960, DOEBL et al. 1972; Folge A nach STAPF & HARTMANN 1981; Dunkle Folge nach KRAUSE 1991; *Notogoneus-longiceps*-Horizont des Mainzer Beckens]

Name: Nach dem Hartenberg, einem Hügel im Stadtgebiet der Landeshauptstadt Mainz, Rheinland-Pfalz.

Beschreibung: Die Hartenberg-Subformation besteht aus einer Abfolge von laminierten schwarzen bis dunkelbraunen bituminösen Tonen, in die in unregelmäßigen Abständen geringmächtige braune bis gelbliche und graue bis schwarze meist unverfestigte Hydrobienschille (*Hydrobia paludinaria*) und Oolith-Onkolith-Lagen eingeschaltet sind. Gelegentlich wird die Lamination durch weiße Kalksiltlaminae erzeugt, bei denen es sich wahrscheinlich größtenteils um Nannoplanktonmassenlagen handelt. Charakteristisch ist auch das häufige Auftreten von Fischeskeletten, z.T. in Weichteilerhaltung, in zwei Massenlagen im tieferen Teil der Subformation. Die obere Lage enthält sehr häufig *Notogoneus longiceps*-Mumien, in der tieferen Lage treten auch größere Knochen von Sciaeniden (Umberfischen) auf (MARTINI 1981). In einzelnen Lagen ist eine deutliche Bioturbation vorhanden. Pflanzenreste wie Holzstücke und Blattabdrücke kommen ebenfalls vor.

Die Hartenberg-Subformation ist zwischen 2,5 und 5 m mächtig. Sie tritt im Bereich der Stadt Mainz zwischen Budenheim und Mainz-Weisenau und im Steinbruch Wiesbaden-Amöneburg auf (ROTHAUSEN & SONNE 1984).

Typusgebiet: Stadtgebiet von Mainz, TK 25, Bl. 5915 Wiesbaden und 6015 Mainz.

Typus- und Referenzprofile: Typusprofil für die Hartenberg-Subformation ist das in REICHENBACHER & KELLER (2002) genannte Grenzstratotypusprofil für die Untergrenze der Wiesbaden-Formation. Das Profil wurde bereits in MAY (1999) beschrieben.

Im Stadtgebiet von Mainz wird die Subformation häufig im Rahmen von Tiefbaumaßnahmen aufgeschlossen. Das folgende vollständige Profil wurde 1997 am Fuße des Hartenbergs auf dem Gelände der ehemaligen Sonnen-Brauerei aufgenommen (TK 25, Bl. 5915 Wiesbaden, R 3446563, H 5541068):

Hgd. Kästrich-Subformation: Wechsellagerung von hellen Mergelkalken, Schillkalken und Ooidsanden mit eingeschalteten Braunkohlen und rosafarbenen bis schokoladenbraunen Braunkohlentonen

0,70 m Ton, schwarz, mit mm-dicken Schillen von *H. paludinaria*

0,12 m Wechsellagerung von schwarzbraunem Ton und weißem Kalksand

0,18 m Ton, schwarzbraun

0,59 m Wechsellagerung von schwarzbraunem Ton mit ocker-gelbem-grauem Schill aus *Hydrobia paludinaria*

0,08 m Tonmergel, mittelgrau, Basis stark bioturbiert (cf. *Chondrites*)

0,47 m Ton, schwarz bis dunkelbraun

0,18 m Wechsellagerung zwischen schwarzem Ton und dunkelgrauem-beigen Schill aus *H. paludinaria*

0,10 m Schill aus *H. paludinaria*, ocker-weiß

0,05 m Tonmergel, schokoladenbraun, laminiert

0,15 m Schill aus *H. paludinaria*, ocker-grau, gradiert

0,01 m Tonmergel, dunkelbraun, laminiert

0,04 m Schill aus *H. paludinaria*, weiß

0,14 m Ton, schwarz bis dunkelbraun

0,02 m Hydrobienschill (*H. paludinaria*) bis Ooidsand, schwarz, gradiert

0,06 m Ton, schwarz bis dunkelbraun, laminiert

0,08 m Hydrobienschill (*H. paludinaria*) bis Ooidsand, schwarz, gradiert, riecht nach Rohöl

0,50 m Ton, dunkelgrau bis schwarz, mit mm-dünnen helleren Tonlagen und Spurenhorizonten

0,20 m Hydrobienschill (*H. paludinaria*) bis Einfachonkoidsand, dunkelgrau-beige

0,07 m Ton, dunkelbraun-schwarz, laminiert mit hellen Kalksiltlagen

0,02 m Ton, dunkelbraun-schwarz, laminiert mit hellen Kalksiltlagen und Pflanzenhäcksel, auf den Kalksiltlagen viele Fischmumien von *Notogoneus longiceps*

0,01 m Hydrobienschill (*H. paludinaria*), schwarzgrau

0,07 m Ton, dunkelbraun-schwarz, mit Tonmergellagen, mittel- bis hellgrau, laminiert mit hellen Kalksiltlagen

0,11 m Hydrobienschill (*H. paludinaria*), schwarzgrau

0,16 m Ton, dunkelbraun-schwarz, bis auf Basis ungeschichtet, mit Pflanzenresten und vereinzelt Gastopodenresten (*Theodoxus* sp., *H. paludinaria*) sowie einer Fischmassenlage in der Mitte (zerrissene Sciaeniden-Skelette, Otolithen)

0,05 m Siltiger Tonmergel, mittel- bis hellgrau, gut geschichtet, mit Foraminiferen (*Lipsina demens*), Basis bioturbiert

0,05 m Ton, schwarz, bioturbiert

0,04 m Tonmergel, dunkelgrau, Basis bioturbiert

0,02 m Ton, schwarz

0,03 m Hydrobienschill (*H. paludinaria*), hellgelb bis beige

0,09 m Ton, schwarz-dunkelbraun, laminiert

Lgd. Rüssingen-Formation: Wechsellagerung von grauen bis olivgrünen und gelben Tonmergeln bis Mergeln mit weißen bis gelblichen Hydrobienschillen (*H. paludinaria* und *H. inflata*) und Ooidsanden. Im Topbereich Konkretionslage und Aufarbeitungshorizont.

Bemerkungen: Die Bändertone der Hartenberg-Subformation stellen die Ablagerungen einer brackisch-marinen Ingression auf die Karbonatplattform dar, die mit dem Höhepunkt der 2. Aquitantransgression nach HARDENBOL et al. (1998a) korreliert werden kann.

Die Untergrenze der Subformation wird durch das Einsetzen der bituminösen Bändermergel über den gelblich-grünlichen Kalk-Mergel-Wechsselfolgen der liegenden Rüssingen-Formation markiert. Direkt unter der Untergrenze der Subformation tritt häufig ein Aufarbeitungshorizont mit Lithoklasten

auf, wenige cm darunter eine Konkretionslage. Die im Gelände leicht erkennbare Gastropodenart *Hydrobia inflata* setzt an der Obergrenze der liegenden Rüssingen-Formation aus. Etwa 40 cm über der Untergrenze der Wiesbaden-Formation liegt gewöhnlich eine weiße Kalksilttschicht, die Nannoplanktonmassenlage +1 nach MARTINI (1988). In diesem Niveau treten im o.g. Profil mehrere Kalksiltlaminae auf.

Die Obergrenze der Hartenberg-Subformation wird durch das Aussetzen der bituminösen Bändermergel charakterisiert. Die oberhalb der Subformation auftretenden Sedimente sind deutlich kalkiger, deutlich heller und nicht laminiert.

Biostratigraphische Korrelation: Die Hartenberg-Subformation ist nach TOBIEN (1988) in das Mammalierniveau MN 2a einzustufen. Nach REICHENBACHER (2000) gehört sie in den höheren Teil der *Umbriina moguntina*-Otolithenzone. Nach der Gliederung durch BEST (1975) ist die Subformation in die Subzone 6a zu stellen.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Aquitanium.

3.6.1.2 Kästrich-Subformation

[z.T. Litorinellen-Kalk nach SANDBERGER 1863; Obere Hydrobienschichten nach MORDZIOL 1911, unterer Teil der Hellen Folge nach KRAUSE 1991]

Name: Nach dem Kästrich-Plateau im Stadtgebiet der Landeshauptstadt Mainz, Rheinland-Pfalz.

Beschreibung: Die Kästrich-Subformation besteht aus einer Abfolge von überwiegend hellen, gelblichen bis bräunlichen, oolithischen und onkolithischen Kalksanden bis Kalksteinen, Schillkalken und hellen Mergeln bis Mergelkalken. Die meist monospezifischen Schille bestehen aus *Hydrobia paludinaris*, in einzelnen Horizonten treten Mytiliden (*Perna (P.) faujasi* und *Congerita brardi*) auf. In die helle Abfolge sind in unregelmäßigen Abständen einige Zentimeter bis maximal Dezimeter mächtige Braunkohlenlagen und humose, rosafarbene bis schokoladenbraune Braunkohlentone eingeschaltet. Die Braunkohlentone führen in der Regel eine limnische Gastropodenfauna (Lymnaeidae und Planorbidae) und enthalten gelegentlich Wurzelspuren. Mit den Braunkohlentonen sind vereinzelt harte, hellgraue, mikritische Süßwasserkalke vergesellschaftet, die häufig Entgasungsröhren enthalten.

Innerhalb der geschichteten Fazies treten häufig Algen-Schlamm-Patchreefs, gelegentlich auch Algen-Phryganeen-Riffe auf. Sie zeigen eine intensive Verkarstung, z.T. mit eingelagerten Roterdebildungen. Im Randbereich der „Rifffazies“ sind häufig Wirbeltierreste (Vogelknochen, Eierschalenreste, Krokodileier, Schildkröten und Landsäuger) sowie Landschnecken (überwiegend Helicidae) zu finden.

Die Kästrich-Subformation ist zwischen etwa 25 und 40 m mächtig. Sie tritt am deutlichsten im Umfeld der Stadt Mainz auf.

Typusgebiet: Stadtgebiet von Mainz, TK 25, Bl. 5915 Wiesbaden und 6015 Mainz.

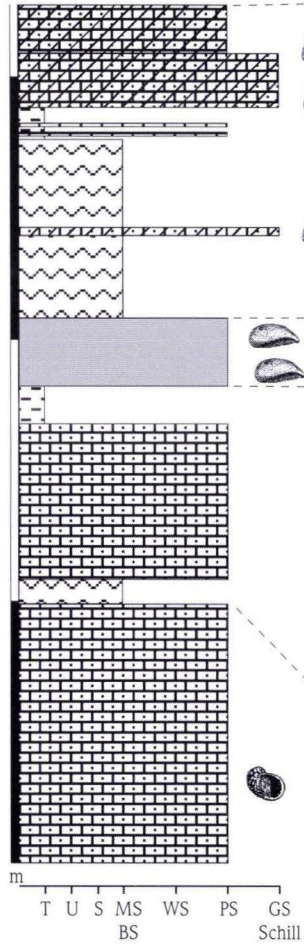
Typus- und Referenzprofile: Typusprofil für die Kästrich-Subformation ist das in REICHENBACHER & KELLER (2002) genannte Typusprofil der Wiesbaden-Formation im Steinbruch Wiesbaden-Amöneburg. Das Profil wurde bereits in KRAUSE (1991) beschrieben.

Im Stadtgebiet von Mainz wird die Subformation häufig im Rahmen von Tiefbaumaßnahmen aufgeschlossen (z.B. Abb. 4).

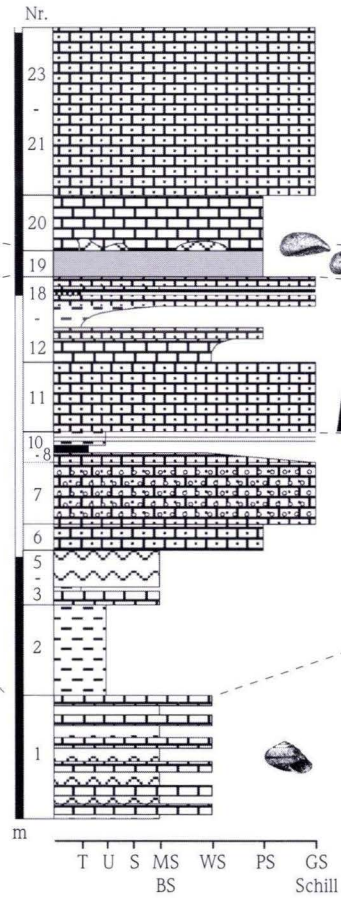
Bemerkungen: Die Kästrich-Subformation bildet die klassischen „Hydrobienkalke“ der Karbonatplattformfazies des Mainzer Beckens, in denen die alten Steinbrüche bei Wiesbaden-Amöneburg, Budenheim und Mainz-Weisenau ansetzten. Sie bildet zugleich den steilen oberen Hangabschnitt des Kästrichplateaus. Die Liegendgrenze der Subformation wird durch den plötzlichen Wechsel zu den Bändertonen der Hartenberg-Subformation gebildet. An der Hangendgrenze setzen grünliche bis graue und gelblichbraune siltige Mergel der überlagernden Wäschbachtal-Subformation ein. Innerhalb der Kästrich-Subformation ist etwa 8–12 m über der Liegendgrenze eine charakteristische Muschelschillbank mit *Perna (P.) faujasi* eingeschaltet, die als Linsenbank bezeichnet wird (s.u.). Im Stadtgebiet von Mainz sind etwa 1 m über der Linsenbank zwei Congerien-Schille eingeschaltet, die ebenfalls als lokale Leithorizonte verwendet werden können. An der Typuslokalität treten diese Bänke aber bis rund 6 m im Hangenden der Linsenbank auf. Noch deutlich höher liegt die so genannte „Potamides-Bank“ der „Unteren Hydrobienschichten“, ein Niveau, das relativ häufig *Granulolabium*- und *Tympanotonus*-Arten führt (BEST 1975). Diese Bank fehlt im Raum Mainz weitgehend und wurde bisher lediglich in einigen Baugruben im Osten von Mainz nachgewiesen (z.B. KUSTER-WENDENBURG 1969).

Biostratigraphische Korrelation: Der tiefere Teil der Kästrich-Subformation (bis einschließlich Linsenbank) kann nach TOBIEN (1988) und nach GÜRS & MÖDDEN (1991) in das Mammalierniveau MN 2a eingestuft werden. Nach REICHENBACHER & KELLER (2002) ist dieser Bereich in die *Hemitrichias rotunda*-Fischzone (FM 11) nach REICHENBACHER (2000) einzustufen. Über der Fischzone FM 11 treten innerhalb der Subformation noch die *Morone aequalis*-Fischzone (FM 12) und der tiefere Teil der *Aphanius*-Cypidinen-Fischzone (FM 13) auf (REICHENBACHER 2000). Letztere reicht danach bis in das Mammalierniveau MN 3a. Nach der feinstratigraphischen Gliederung von BEST (1975) umfasst die Kästrich-Subformation die Zonen/Subzonen 6b bis 7e.

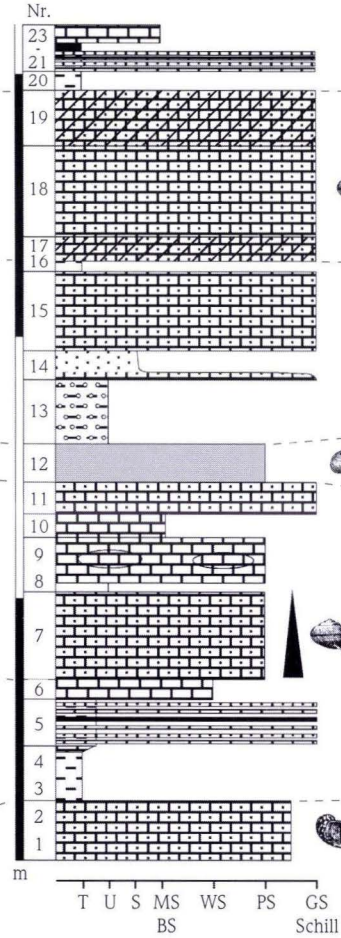
1. Neubau BWL



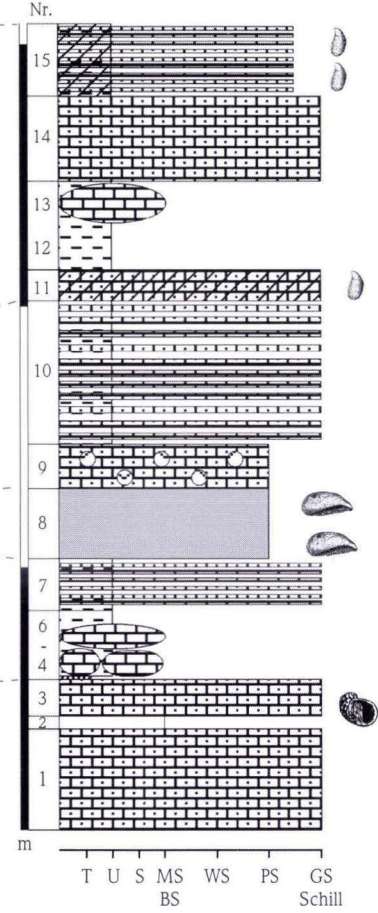
2. Kinderklinik



3. Linsenberg



4. Sonnenbrauerei



Legende zu Abb. 4.



Abb. 4. Teilprofile der Kästrich-Subformation und Linsenbergbank im Stadtgebiet von Mainz. Profil 1: Neubau Fachbereich BWL, Uni Mainz, nach GÜRS & MÖDDEN (1991); Profil 2: Neubau der Kinderklinik, Mainz 1993; Profil 3: Baustelle Haus am Linsenbergl, Mainz 1993; Profil 4: Baustelle Fritz-Kohl-Straße, Mainz 1997.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Oberes Aquitanium bis Unteres Burdigalium.

3.6.1.2.1 Linsenbergl-Bank

[Bank mit *Mytilus faujasii* nach WENZ 1921; *Mytilus*-Bank nach BEST 1975; *Mytilus*-Schicht nach GÜRS & MÖDDEN 1991; *Mytilus*-Horizont nach STAPF & HARTMANN 1981, KRAUSE 1991; *Mytilus*-Lage nach REICHENBACHER & KELLER 2002]

Name: Nach dem Linsenbergl am Rand des Kästrich-Plateaus, Landeshauptstadt Mainz, Rheinland-Pfalz.

Beschreibung: Die Linsenbergl-Bank ist eine ca. 10–30 cm mächtige Schillbank aus *Perna (Perna) faujasii* mit tonig-mergeliger bis mikritischer, z.T. auch fehlender Grundmasse. Die Farbe wechselt von grünlich-gelblich bis weißgrau. Die Muscheln sind z.T. noch vollständig, z.T. auch zerbrochen und liegen häufig in Perlmutter-Erhaltung vor. Außer den Muschelresten führt die Bank *Hydrobia paludinaris* und Onkoide. Oberhalb der Bank treten gehäuft Cyanophyteen-Stromatolithen, Klein- und Großonkoide auf. Die Algenmatten überkrusten z.T. direkt die Muschelschalen.

Die Linsenbergl-Bank tritt im Stadtgebiet von Mainz und in Wiesbaden-Amöneburg auf und liegt dort ca. 8–12 m über der Basis der Kästrich-Subformation. Im Frankfurter Raum ist die Bank ebenfalls nachgewiesen und liegt dort rund 6 m über der Basis der Kästrich-Subformation (BEST 1975).

Typusgebiet: Stadtgebiet von Mainz und Wiesbaden-Amöneburg, TK 25, Bl. 5915 Wiesbaden und 6015 Mainz.

Typus- und Referenzprofil: Typusprofil für die Linsenbergl-Bank ist das in REICHENBACHER & KELLER (2002) genannte Typusprofil der Wiesbaden-Formation im Steinbruch Wiesbaden-Erbenheim (Schicht IIb-03). Das Profil wurde bereits in KRAUSE (1991) beschrieben.

Im Stadtgebiet von Mainz wurde die Subformation häufig im Rahmen von Tiefbaumaßnahmen aufgeschlossen. Einige Profile wurden in Abb. 4 zusammengestellt.

Bemerkungen: Die Linsenbergl-Bank ist eine der klassischen Leitbänke innerhalb der Wiesbaden-Formation des Mainzer Beckens, obwohl die Bank nicht an allen Lokalitäten entwickelt ist. BEST (1975) weist bereits darauf hin, dass die Bank auch durch Sandschüttungen vertreten sein kann, die keine *Perna (P.) faujasii* führen. Im Bereich der Stadt Mainz tritt die Bank vor allem im Nachbarbereich von Algenkalken auf, mit denen sie sich auch verzahnt. In Bereichen, in denen keine „Algenkalkriffe“ auftreten, scheint sie z.T. zu fehlen. Wahrscheinlich handelt es sich bei der Bank um einen proximalen Tempestit.

Biostratigraphische Korrelation: Die Linsenbergs-Bank kann nach GÜRS & MÖDDEN (1991) in das Mammalierniveau MN 2a eingestuft werden. Nach REICHENBACHER & KELLER (2002) ist dieser Bereich in die *Hemitrichias rotunda*-Fischzone (FM 11) nach REICHENBACHER (2000) einzustufen. Nach der feinstratigraphischen Gliederung von BEST (1975) gehört die Bank in die Subzone 6d.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Oberes Aquitanium.

3.6.1.3 Wäschbachtal-Subformation

[Obere Mergel nach KUSTER-WENDENBURG 1969; oberer Teil der Hellen Folge nach KRAUSE 1991]

Name: Nach dem Wäschbachtal zwischen Erbenheim und Wiesbaden, Mainzer Straße, TK 25, Bl. 5915 Wiesbaden.

Beschreibung: Die Wäschbachtal-Subformation besteht aus einer Wechselfolge von hellgrünlichen bis hellgrauen, z.T. rostfleckigen siltigen Mergeln, grünen bis braungrauen, z.T. hellglimmerführenden Tonen bis siltigen Tonen und weißen bis ockerfarbenen Mergelkalken. Die Abfolge enthält häufig Calicheknöllchen, Wurzelhorizonte, Einlagerungen von Braunkohlen und Pflanzenresten. Sie schließt mit einer nahezu kalkfreien Tonschicht oder mit Feldspat-führenden, z.T. dolomitischen Sanden bis Sandsteinen ab. Die Fossilführung der Wäschbachtal-Subformation ist auf wenige Mollusken- und Ostracodenreste, Pflanzenreste sowie eine verarmte Fischfauna mit einer Dominanz von Cypriniden beschränkt (BEST 1975, REICHENBACHER 2000).

Die Wäschbachtal-Subformation ist ca. 8 und 10 m mächtig. Sie wurde im Bereich der Stadt Mainz bisher nicht sicher

nachgewiesen, bildet jedoch die höchsten Partien der Wiesbaden-Formation im Steinbruch Wiesbaden-Amöneburg. Im Stadtgebiet Frankfurt am Main und dem Hanauer Becken ist sie relativ weit verbreitet.

Typusgebiet: SE von Wiesbaden: Wiesbaden-Amöneburg bis Erbenheim, TK 25, Bl. 5915 Wiesbaden.

Typus- und Referenzprofil: Typusprofil für die Wäschbachtal-Subformation ist das in REICHENBACHER & KELLER (2002) genannte Typusprofil der Wiesbaden-Formation im Steinbruch Wiesbaden-Erbenheim (Schicht V-01 bis V-10). Das Profil wurde bereits in KRAUSE (1991) beschrieben.

In dem von REICHENBACHER & KELLER (2002) genannten Grenzprofil der Obergrenze der Wiesbaden-Formation von Oberursel-Bommersheim ist die Subformation nicht entwickelt.

Bemerkungen: Die Wäschbachtal-Subformation stellt eine limnische Flachwasser- bis Auftauchfazies dar (BEST 1975, REICHENBACHER & KELLER 2002), die über den klassischen „Unteren Hydrobienschichten“ des Mainzer Beckens entwickelt ist. Im linksrheinischen Anteil des Beckens ist diese Subformation nur teilweise erhalten (KUSTER-WENDENBURG 1969).

Biostratigraphische Korrelation: Die Wäschbachtal-Subformation ist nach der feinstratigraphischen Gliederung von BEST (1975) in die Subzonen 7e–f einzustufen. Nach REICHENBACHER & KELLER (2002) gehört sie in den mittleren bis höheren Teil der Fischzone FM 13 nach REICHENBACHER (2000), die die Autorin mit dem Mammalierniveau MN 3a korreliert.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Unteres Burdigalium.

4. Grundzüge der Beckendynamik und Sequenzstratigraphie

Mit dem Schließen des penninischen Ozeans und der Kollision der Europäischen mit der Austro-alpin-adriatischen Platte kam es zu Beginn des Tertiärs im Bereich des Kaiserstuhls zur Bildung einer Mantelaufwölbung und einer lokalen Aufwölbung der „Moho“ zum so genannten „Rhine dome“ (SISSINGH 1998). Ausgehend vom Rhine dome brach im Mitteleozän, mit nach Norden abnehmender Absenkungstendenz, entlang einer spätestens asturisch erkennbaren Schwächezone (ILLIES 1977) der Oberrheingraben ein. Dieser eozäne Grabenbruch folgte im Süden schon weitgehend dem heutigen Grabenverlauf. Ab dem Bereich Mannheim–Heidelberg verengte er sich dann auf den Bereich westlich der Linie Heidelberg–Mannheim–Worms (WIRTH 1969, 1970) und lief allmählich aus. In dem durch den Grabenbruch entstandenen Sedimentationsraum

wurden bereits im Mittel-Eozän klastische Sedimente der Oberrhein- und Hagenau-Gruppe abgelagert, die im südlichen und mittleren Oberrheingraben bis maximal 1 000 m mächtig werden (DOEBL 1970) und im Norden durch die variszisch angelegte, erosiv freigelegte Vorhaardtmulde bis in die Mainheimer Bucht reichen (SCHÄFER 1998, 2000).

Die Bereiche des heutigen nördlichen Oberrheingrabens und des Mainzer Beckens zeigten bis ins Obereozän eine eigenständige tektonische Entwicklung. Sie wurden zunächst noch durch die erzgebirgisch streichende Pfälzer-Stockstädter Schwellenzone (CLOOS 1937) vom eigentlichen Oberrheingraben abgetrennt. Erst mit Ablagerung der „Mittleren Pechelbronn-Schichten“ im unteren Rupelium (bzw. Latdorfium der regionalen Nordseestufengliederung) wurde die Schwelle überwun-

den und das nördlich davon gelegene Rüsselsheimer Becken (Abb. 1) an den Oberrheingraben angeschlossen. Damit wurde erstmals ein durchgehender marin-brackischer Sedimentationsraum von den Alpen über den Oberrheingraben, das Mainzer Becken, die Hessische Senke und die Kasseler Bucht bis in das oligozäne Nordseegebiet geschaffen. Dieser blieb in seinen Grundzügen bis ins höchste Rupelium erhalten. Erst mit der verstärkten tektonischen Aktivität des Paragrabens (ORTLAM 1970, 1981) während der Ablagerungen der höheren Selztal-Gruppe im Mainzer Becken bzw. der Elsaß-Subgruppe im Oberrheingraben kam es zu einem stärkeren Einsinken des zentralen Grabens, wobei am Rand des Grabens zahlreiche Randpartien als Staffelbruchfelder (Mainzer Bruchfeld, Vorbergzone, Zaberner Bruchfeld usw.) in Hochpositionen stehen blieben (STAPF 1988). Die unterschiedlichen Absinkraten wurden zunächst noch durch die Sedimentation kompensiert und äußern sich daher während der Ablagerungen der Elsaß-Subgruppe und höchsten Selztal-Gruppe hauptsächlich durch die unterschiedlichen Mächtigkeiten zwischen den grabenzentralen Ablagerungsbereichen und den Staffelbruchfeldern (SONNE 1970, ROTHAUSEN & SONNE 1984). Mit Beginn der Ablagerungen der Mainz-Gruppe bzw. der Stockstadt-Subgruppe werden dann aber die Staffelbruchzonen und Randbecken gegenüber dem Graben zu echten Hochgebieten. Während im Graben die Beckensedimentation weiter anhielt, kam es am Rand der Hochgebiete zur Ausbildung relativ stabiler Karbonatplattformen. Hinter diesen Plattformen bildeten sich Lagunen. Während der Ablagerungen der Mainz-Gruppe bzw. der Stockstadt-Subgruppe wurde der Sedimentationsraum im Oberrheingraben zunehmend eingeengt und beschränkte sich schließlich im höheren Burdigalium auf den Bereich des nördlichen Oberrheingrabens und des Hanauer Beckens. Im Langhium setzte dann schließlich eine überwiegend terrestrisch-siliziklastische Sedimentation ein. Das prälanghische Relief wurde dadurch schließlich so vollständig ausgeglichen, dass das obermiozäne Urrhein-Flusssystem über das rheinhessische Plateau fließen konnte (ROTHAUSEN & SONNE 1984). Erst im Quartär verlagerte sich dann der Rhein in den Rheingraben.

Trotz der z.T. heterogenen tektonischen Entwicklung und der damit bedingten Faziesgliederung der Sedimente lassen sich im Oberrheingraben recht deutlich mehrere Transgressions- und Regressionszyklen erkennen, die sich gut mit den überregionalen Meeresspiegelschwankungen nach HARDENBOL et al. (1998a) korrelieren lassen. ROTHAUSEN & SONNE (1984) und MARTINI (1990) nennen insgesamt fünf brackisch-marine Ingressionen im Oberrheingraben: zur Ablagerungszeit der „Mittleren Pechelbronn-Schichten“, der Bodenheim- und Alzey-Formation, der „Unteren Cerithienschichten“, zu Beginn der „Oberen Cerithienschichten“ und zu Beginn der Wiesbaden-Formation. Nach den hier vorgenommenen Untersuchungen und GRIMM et al. (2000) ergeben sich weitere Hinweise auf die Meeresspiegelschwankungen im Oberrheingraben:

Erste marine Ingressionen fanden zur Ablagerungszeit der „Grünen Mergel“ statt. Der von DOEBL & MALZ (1962) genannte Foraminiferen-führende Horizont im tieferen Teil der Abfolge wird nach GRIMM & GRIMM (2003) mit der von Süden kommenden 2. Lutettransgression korreliert. Sie erreichte nur noch die Marnheimer Bucht, wobei eine nach Norden abnehmende Salinität zu beobachten ist. Erst mit der vom Nordseebecken über die Hessische Senke verlaufenden 1. Rupeltransgression findet eine zumindest zeitweise marine Überflutung des gesamten Oberrheingrabens bis in die Becken von Laufen und Delémont statt, wo die Transgression blind endete (mündl. Mitt. Griessemer 2002). Zu dieser Zeit wurden die „Mittleren Pechelbronn-Schichten“ abgelagert. Die darüber folgenden „Oberen Pechelbronn-Schichten“ fallen dann in die RU 2-Regression (GRIMM et al. 2000). In dieser Zeit zieht sich das Meer bis in die nördliche Hessische Senke zurück, wobei einige brackische Restseen verbleiben. Mit der 2. Rupeltransgression, die ihren Höhepunkt zur Ablagerungszeit der Bodenheim-Formation („Rupelton“) hat, findet dann eine vollständige Überflutung des gesamten Oberrheingrabens und ein Onlap mariner Sedimente auf den prätertiären Untergrund statt. Diese Transgression ist eine der stärksten tertiären Transgressionen. GRIMM et al. (2000) ermitteln für das Mainzer Becken mehrere stufenweise Meeresspiegelanstiege von insgesamt ca. 200 m.

Die 3. Rupeltransgression nach HARDENBOL et al. (1998a) fällt nach GRIMM et al. (2000) in die Ablagerungszeit der höheren Stackeden-Formation (= „Schleischsandmergel“). In dieser Zeit transgredieren die mergeligen Sedimente mehrere Kilometer auf die Grabenschultern und das Rheinische Schiefergebirge. Die 3. Rupeltransgression findet ihren Höhepunkt in der Ablagerung der vollmarinen Albigen-Bank im Mainzer Becken.

Eine weitere Transgression findet mit den Ablagerungen der „Cyrenenmergel“ statt. Ihr Zusammenhang zur überregionalen Meeresspiegelkurve ist derzeit unklar. Nach der auf Mammalierresten basierenden Einstufung der „Cyrenenmergel“ in die Mammalierzone MP 24 und somit noch ins Rupelium (GRIMM et al. 2000, MÖDDEN et al. 2000, REICHENBACHER 2000) kann es sich dabei nicht um die Ablagerungen der 1. Chatttransgression handeln. Dennoch ist die „Cyrenenmergel-Transgression“ nicht eine rein regionale Erscheinung: Im höchsten „Cyrenenmergel“ bzw. an der Basis der Niederrödern-Formation stellen sich nämlich im gesamten Oberrheingraben kurzzeitig brackisch-marine Bedingungen ein. Sie führten zur Ablagerung der „Psammobien-Schicht“ (BOETTGER 1875) und der Roßloch-Bank im mittleren Teil der Sulzheim-Formation (= höchster Teil des „Cyrenenmergels“) im Mainzer Becken und zur Bildung der Foraminiferen-Kopffaua des „Cyrenenmergels“ im Graben (DOEBL 1958, 1961, PRELL-MÜSSIG 1965). Wahrscheinlich ist auch die „*Crassostrea cyathula*-Bank“ des südlichen Oberrheingrabens hier einzustufen.

Während des Chattiums sind nach HARDENBOL et al. (1998a) drei Transgressionen bekannt. Die bereits von ROTHAUSEN &

SONNE (1984) und MARTINI (1990) genannten Transgressionen während der „Unteren Cerithienschichten“ des Grabens bzw. der höchsten Sulzheim-Formation im Mainzer Becken und im tieferen Teil der „Oberen Cerithienschichten“ sind wahrscheinlich der 2. und 3. Chatttransgression zuzuordnen.

Im Miozän konnten Transgressionserscheinungen bisher kaum nachgewiesen werden. Lediglich zur Ablagerungszeit der Hartenberg-Subformation (basale „Untere Hydrobienstschichten“) ist eine marine Transgression durch ein Onlap der Grabenfazies auf die Karbonatplattform der Mainz-Gruppe nachweisbar. Sie wird mit dem Höhepunkt der 2. Aquitantransgression nach HARDENBOL et al. (1998a) korreliert.

Danksagung: Für die Bereitstellung hilfreicher und noch nicht publizierter Informationen danke ich Herrn Dipl.-Geol. T. Griessemer und Herrn Dr. C. Mödden (beide Institut für Geowissenschaften, Mainz), Herrn Dr. M. Hottenrott und Frau Dr. G. Radtke (beide Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden) sowie Herrn Dipl.-Geol. T. Schindler (Bayerfeld-Steckweiler), der auch bei der Aufnahme der Profile in der Wiesbaden-Formation behilflich war. Meiner Frau PD Dr. K. Grimm danke ich für die Durchsicht des Manuskripts und hilfreiche kritische Anmerkungen.

5. Schriftenverzeichnis

- ANDREAE, A. (1884): Ein Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. – Abh. geol. Spezialkarte Elsass-Lothr., **2**: 1–331; Straßburg.
- ANDREAE, A. (1887a): Über das Elsässer Tertiär und seine Petroleumlager. – Bericht über die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, **1886–1887**: 23–35; Frankfurt a.M.
- ANDREAE, A. (1887b): Über Meeressand und Septarienthon. – Mitt. Comm. Geol. L.-Untersuchung Elsass-Lothr., **1**: 83–92; Straßburg.
- ANDRES, J. & SCHAD, A. (1959): Seismische Kartierung von Bruchzonen im mittleren und nördlichen Teil des Oberrheingrabens und deren Bedeutung für die Ölabsammlung. – Erdöl und Kohle, **12** (5): 323–334; Leinfelden.
- BAUMBERGER, E. (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – Eclogae Geol. Helv., **20** (4): 533–578; Basel.
- BEST, G. (1975): Feinstratigraphie der Hydrobienstschichten (Untermiozän, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 75–138; Mainz.
- BIOCHROM'97 (1997): Synthèse et tableaux de corrélations. – In: AGUIAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. [eds.]: Actes du Congrès BIOCHROM'97. Mémoires et Travaux de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes, Institut de Montpellier, **21**: 769–805; Montpellier.
- BITTERLI, P. (1945): Geologie der Blauen- und Landskronekette südlich von Basel. – Beitr. Geol. Kt. der Schweiz, N.F. **81**: 1–74; Bern.
- BOEHM, G. (1897): Geologische Beobachtungen zwischen Badenweiler und Kandern. – Berichte über die Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins, **30** (3): 14–20; Stuttgart.
- BOEHM, G. (1898): Mitteilungen aus dem Aufnahmegebiet des Blattes Kandern. – Mitteilungen der Großherzoglichen Badischen geologischen Landesanstalt Baden, **3** (4): 667–687; Heidelberg.
- BOETTGER, O. (1875): Über die Gliederung der Cyrenenmergelgruppe im Mainzer Becken. – Ber. Senckenb. Naturf. Ges., **1873/1874**: 3–55; Frankfurt a.M.
- BOZORGNIA, F. (1960): Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropaläontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 266–282; Wiesbaden.
- BRELIE, G.V.D. (1974): Mikrofloristische Untersuchungen zur Altersstellung der jungtertiären Ablagerungen im mittleren und nördlichen Oberrheingraben. – In: Approaches to Taphrogenesis: Proceed. int. Rift Sympos. Karlsruhe, April 13–15, 1972: 145–155; Stuttgart (Schweizerbart).
- BRELIE, G.V.D., DOEBL, F., GEISSERT, F., WEILER, H. & WEILER, W. (1973): Ein Aufschluß im unteren Bereich der Hydrobienstschichten (Aquitan) beim Bau der Gruppen-Kläranlage „Queichtal“, Godramstein bei Landau (Pfalz). – Oberrhein. geol. Abh., **22**: 13–44; Karlsruhe.
- BREUER, R. & FEIST, M. (1986): Biostratigraphisch bedeutsame Charophyten aus dem Alttertiär von Erdölfeldern des Oberrheingrabens. – Newsletters on Stratigraphy, **16** (3): 139–147; Berlin, Stuttgart.
- CASTEL, M. (1968): Zones de charophytes pour l'Oligocène d'Europe occidentale. – C.R. Somm. Soc. géol. France, **4**: 121–122; Paris.
- CLOOS, H. (1937): Ergebnisse regionaler Schweremessungen im Oberrheintal mit Bemerkungen zur gravimetrischen Struktur Süddeutschlands. – Oel und Kohle vereinigt mit Erdöl und Teer, **13**: 1065–1073, 3 figs; Berlin.
- CHAUVE, P. (1975): Jura. – Guides Géologiques Régionaux: 216 S.; Paris (Masson).
- DELBOS, J. & KOEHLIN-SCHLUMBERGER, J. (1867): Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin, **2**: 545 S.; Mulhouse (Perrin).
- DOEBL, F. (1958): Stratigraphische und paläogeographische Ergebnisse neuerer mikropaläontologischer Untersuchungen im Tertiär des Rheintal-Grabens. – Erdöl u. Kohle, **11**: 373–376; Hamburg.
- DOEBL, F. (1961): Fazies und Mikropaläontologie des Miozäns im Rheintalgraben und seine Verbindung zu den benachbarten Tertiärgebieten. – Meyniana, **10**: 89–93; Kiel.
- DOEBL, F. (1964): L'Oligocène du Bassin de Mayence et du Fossé de la Vallée du Rhin. – Mém. BRGM, **28**: 591–598; Paris.
- DOEBL, F. (1967): The Tertiary and Pleistocene sediments of the northern and central part of the Upper Rhinegraben. – Abh. Geol. L.-Amt B.-Württemb., **6** (zugleich Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorr., **26**): 48–54; Freiburg i.Br. (Strasbourg).
- DOEBL, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. – In: ILLIES, H. & MUELLER, S. [eds.]: Graben Problems. – International Upper Mantle Project, Scientific Report, **27**: 56–66; Stuttgart (Schweizerbart).
- DOEBL, F. & MALZ, H. (1962): Tertiär des

- Rheintalgrabens. – In: Arbeitskreis Deutscher Erdölgeologen [eds.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie, **B 10**: 379–419; Berlin.
- DOEBL, F. & WEILER, H. (1965): Neue Untersuchungen im Gebiet der Kleinen Kalmit bei Landau/Pfalz. – *Senck. lenth.*, **46a**: 45–60, 6 Abb.; Frankfurt a.M.
- DOEBL, F. & BADER, M. (1970): Die Geologie des Gebietes der Kleinen Kalmit (westlich Landau/Pfalz) zur Zeit des Tertiärs. – *Mitt. Pollichia* (3), **17**: 14–23; Bad Dürkheim.
- DOEBL, F. & GEISSERT, F. (1971): Chattiens supérieur et «Aquitaniens» dans le Nord de l'Alsace. – *Bull. Serv. carte géol. Alsace Lorr.*, **24** (2-3): 107–117; Strasbourg.
- DOEBL, F., MOWAHED-AWAL, H., ROTHE, P., SONNE, V., TOBIEN, H., WEILER, H. & WEILER, W. (1972): Ein „Aquitan“-Profil von Mainz-Weisenau (Tertiär, Mainzer Becken). – *Geol. Jb.*, **A 5**: 1–141; Hannover.
- DOEBL, F. & OLBRECHT, W. (1974): An isobath map of the Tertiary base in the Rhinegraben. – In: *Approaches to Taphrogenesis: Proceed. int. Rift Sympos. Karlsruhe, April 13–15, 1972*: 71–72; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÖRSTER, B. (1886): Die oligocänen Ablagerungen bei Mühlhausen i.E. – *Mitt. Comm. Geol. L.-Untersuch. Elsass-Lothr.*, **1** (1): 43–48; Straßburg.
- FÖRSTER, B. (1888): Die Gliederung des Sundgauer Tertiärs. – *Mitt. Comm. Geol. L.-Untersuch. Elsass-Lothr.*, **1** (3): 131–177; Straßburg.
- FÖRSTER, B. (1909a): Oberer Melanienkalk zwischen Huppererde und Fischschiefer bei Buchweiler im Ober-Elsaß. – *Mitt. Geol. L.-Anstalt Elsaß-Lothr.*, **7** (1): 63–89; Straßburg.
- FÖRSTER, B. (1909b): 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.-Anstalt Elsaß-Lothr.*, **7** (1): 127–132; Straßburg.
- FÖRSTER, B. (1911): Ergebnisse der Untersuchung von Bohrproben aus den seit 1904 im Gange befindlichen, zur Aufsuchung von Steinsalz und Kalisalzen ausgeführten Tiefbohrungen im Tertiär des Oberelsaß. – *Mitt. Geol. L.-Anstalt Elsaß-Lothr.*, **7** (4): 349–524; Straßburg.
- GEYER, J.D. (1687): Thargelus, Apollini sacer, continens trigam medicam, ex regno animalium, mineralium, et vegetabilium, I. De Cantharidibus, II. De montibus chonchiferis et glossopetris Alzeiensibus Archipalatinis, III. De Dictamno. At mentem S.R.I. Naturae Curiosorum descriptam. – *Francofurti, Impensis Georgii Heinrici Oehrlingii.*
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1986): Geologie von Baden-Württemberg. – 472 S.; Stuttgart.
- GIGNOUX, M. & HOFFMANN, M. (1920): Le bassin pétrolière de Pechelbronn (Alsace). – *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorr.* **1** (1): 1–46; Strassbourg.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – *Notizblatt hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 157–184; Wiesbaden.
- GRAMBAST, L. (1972): Principes de l'utilisation stratigraphique des Charophytes. Application au Paléogène d'Europe occidentale. – *Mémoires du B.R.G.M.*, **77** (1): 319–328; Orléans.
- GREPPIN, J.B. (1867): Essai géologique sur le Jura Suisse. – 152 S.; Delémont (Helg & Boechat).
- GREPPIN, J.B. (1870): Description géologique du Jura bernois. – *Mat. Carte géol. Suisse*, **8**: 357 S.; Bern.
- GRIMM, K.I. (1994): Paläoökologie, Paläogeographie und Stratigraphie im Mainzer Becken, im Oberrheingraben, in der Hessischen Senke und in der Leipziger Bucht während des Mittleren Rupeltons (Fischschiefer/Rupelium/Unteroligozän). – *Mitt. Pollichia*, **81**: 7–193; Bad Dürkheim.
- GRIMM, K.I. (2002a): Mainzer Becken. – In: *Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.*
- GRIMM, K.I. (2002b): Foraminiferal zonation of early Oligocene deposits (Selztal Group, Latdorfian, Rupelian) in the Mainz Basin (Germany). – *J. Micropal.*, **21**: 67–74; London.
- GRIMM, K.I. (2002c): Die epikontinentalen Meeresverbindungen im Unteroligozän (Rupelium) zwischen Nordmeer und Paratethys. Mikropaläontologische, stratigraphische und paläobiogeographische Untersuchungen. – *Habilitationsschrift*, 143 S.; Mainz [unveröffentl.].
- GRIMM, K.I. & GRIMM, M.C. (2003): Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens, Teil 1-1. Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – *Mainzer Naturwissenschaftl. Archiv, Beiheft* **26**: 165 S., 16 Abb., 3 Taf.; Mainz.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (2000): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **218** (3): 343–397; Stuttgart.
- GRIMM, K.I. & RADTKE, G. (2002): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland: Wallau-Subformation („Unteres Rupelton“); Bodenheim-Formation/Selztal-Gruppe. – *Geol. Jb. Hessen*, **129**: 127–131; Wiesbaden.
- GRIMM, M.C., SCHINDLER, T., SCHOLZ, W. & STAFF, K.R.G. (1992): Mikrofazies und Stratigraphie der *Corbicula*- und Hydrobienschichten (Unter-Miozän) am Sportplatz Kallstadt (südliches Mainzer Bruchfeld/westlicher Rheingrabenrand, SW-Deutschland). – *Mitt. Pollichia*, **79**: 121–138; Bad Dürkheim.
- GRIMM, M.C. & HOTTENROTT, M. (2002): Oberrheingraben. – In: *Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.*
- GÜRS, K. & MÖDDEN, C. (1991): Ein Profil aus den Tieferen Hydrobienschichten (Aquitaniens) mit Mytilushorizont und Säugerresten auf dem Campus der Universität Mainz. – *Mainzer Naturw. Archiv*, **29**: 1–12; Mainz.
- GUTZWILLER, A. (1890): Beitrag zur Kenntnis der Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel. – *Ver. naturforsch. Ges. Basel*, **9**: 182–242; Basel.
- GUTZWILLER, A. (1906): Die eocänen Süßwasserkalke im Plateaujura bei Basel. – *Abh. schweiz. paläontol. Ges.*, **32**: 1–36; Basel (Zürich & Furrer).
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R. (1998a): Cenozoic sequence chronostratigraphy. – In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. [eds.]: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Spec. Publ., **60**: Tab. 2; Tulsa, Oklahoma.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R. (1998b): Cenozoic biochronostratigraphy. – In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. [eds.]: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Spec. Publ., **60**: Tab. 3; Tulsa, Oklahoma.
- ILIES, J.-H. (1977): Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. – *Geol. Mijnbouw*, **56**: 329–350; Haarlem.
- KADOLSKY, D. (1988): Stratigraphie und Molluskenfaunen von „Landschneckenkalk“ und „Cerithienschichten“ im Mainzer Becken (Oberoligozän bis Untermiozän?). – *Geol. Jb.*, (A) **110**: 69–133; Hannover.
- KESSLER, P. (1909): Die tertiären Küstenkonglomerate in der Mittelrheinischen Tiefebene mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen. –

- Mitt. Geol. L.-Anstalt Elsaß-Lothr., **7** (2): 167–290; Straßburg.
- KILIAN, W. (1884): Note sur les terrains tertiaires du Territoire de Belfort et des environs de Montbéliard (Doubs). – Bull. Soc. geol. France, **3** (12): 729–759; Paris.
- KRAUSE, C. (1991): Der Grenzbereich Corbicula-/Hydrobienschichten speziell im Tertiärprofil Wiesbaden-Amöneburg (Hessen). – Geol. Abh. Hessen, **93**: 23–65; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E. (1972): Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 6217 Zwingenberg, 2. Aufl.: 276 S.; Wiesbaden.
- KUSTER-WENDENBURG, E. (1969): Mikrofau-nistische Untersuchungen zur Stratigraphie und Ökologie der Hydrobienschichten (Aquitain, Unter Miozän) im Gebiet der Stadt Mainz am Rhein. – Notiz-bl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 229–242; Wiesbaden.
- LEPSIUS, G.R. (1883): Das Mainzer Becken. – 181 S.; Darmstadt.
- MAIKOWSKI, V. (1941): Contribution à l'étude paléontologique et stratigraphique du bassin potassique d'Alsace. – Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorr., **6**: 1–192; Clermont-Ferrand, Paris.
- MARTINI, E. (1981): Sciaeniden (Pisces) aus dem Basisbereich der Hydrobienschichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän). – Senck. leth., **62** (2/6): 93–123; Frankfurt a.M.
- MARTINI, E. (1988): Nannoplankton-Massen-vorkommen in den *Corbicula*- (= Schichten mit *Hydrobia inflata*) und Hydrobienschichten des Oberrheingrabens, des Mainzer Beckens und des Hanauer Beckens (Miozän). – Geol. Jb., (A) **110**: 205–227; Hannover.
- MARTINI, E. (1990): The Rhinegraben system, a connection between northern and southern seas in the European Tertiary. – Veröff. Übersee-Mus., (A) **10**: 83–98, 208–211; 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. ober-rhein. Geol. Ver., N.F. **82**: 251–259; Stuttgart.
- MAY, C. (1999): Feinstratigraphie und Paläo-ökologie der Oberen *Inflata*-Schichten und der Unteren Hydrobienschichten (Unter-Miozän, Mainzer Becken) im Steinbruch Mainz-Weisenau. – Mainzer geowiss. Mitt., **28**: 231–262; Mainz.
- MÉNILLET, F., VOGT, H., BOUDOT, J.-P., GEISSERT, F., THÉVENIN, A., PETRY, F. & SCHWOERER, P. (1980): Carte géologique de la France à 1/50000, Bouxwiller, Feuille XXXVII-14, Notice explicative. – 59 S.; Orléans.
- MERIAN, P. (1821): Übersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel. – Beitr. Geognosie, **1**: 156 S.; Basel.
- MEYER, L. (1920): Essai d'une stratigraphie comparée de l'Oligocène de la Haute Alsace et du Territoire de Belfort. – C. R. du Congrès de Sociétés Savantes de Paris et des Départements, 87–91; Strasbourg.
- MEYER, L. (1927): Étude stratigraphique du Terrain Oligocène de la Haute Alsace et du Territoire de Belfort. – Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorr., **1** (3): 155–262; Strasbourg.
- MÖDDEN, C., SCHÄFER, P., REICHENBACHER, B., SCHWARZ, J. & KADOLSKY, D. (2000): Säug-tiere, Fisch-Otolithen, Ostracoden, Mollusken und Charophyten aus den Süßwasser-Schichten (Oligozän) von Wolfsheim im Mainzer Becken. – Paläont. Z., **74** (3): 343–361; Stuttgart.
- MOOS, A. (1934): Die Erdölbohrungen im nördlichen Oberrheingraben bei Bruchsal 1921–1926. – Schriften a.d. Gebiet der Brennstoff-Geologie, **9**: 12–76; Stuttgart.
- MORDZIOL, C. (1911): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – Samml. geol. Führer, **16**: 167 S.; Berlin (Borntraeger).
- NÖTZOLD, T. (1962): Fossile Charophytenreste vom Tüllinger Berg bei Weil/Rh. – Monatsber. Deutsch. Akad. Wissensch., **4**: 663–669; Berlin.
- ORTLAM, D. (1970): Interferenzstrukturen rheinischer und variszischer Strukturelemente im Bereich des Oberrheingrabens. – In: ILLIES, J.H. & MUELLER, S. (eds.): Graben Problems: 91–97, 4 figs.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ORTLAM, D. (1981): Neue Aspekte zur kano-zoischen Entwicklung im Nordteil der Mittelmeer-Mjösen-Zone. – Geologische Rundschau, **70**: 344–353, 5 Abb.; Stuttgart.
- PAUL, B. (1938): Gliederung und Foraminiferenfauna des Rheintertiärs bei Bruchsal. – Mitt. Bad. Geol. L.-Anstalt, **12** (1): 52 S.; Freiburg i.Br. (Herder).
- PICOT, L., BECKER, D. & BERGER, J.-P. (1999): Nouvelles données paléocéologiques et biostratigraphiques sur la Formation des Calcaires delémontiens („Delsberger Kalke“, Oligocène terminal, Jura suisse). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **214** (3): 433–462; Stuttgart.
- PRELL-MÜSSIG, R. (1965): Das jüngere Tertiär (Oberes Rupel bis Aquitan) bei Bruchsal (Foraminiferen, Fazies, Stratigraphie). – Jh. Geol. L.Amt B.-Württemb., **7**: 229–301; Freiburg i.Br.
- RADTKE, G. & KÜMMERLE, E. (2004): Neudefinition von fünf stratigraphischen Einheiten im Tertiär (Miozän) des Hanauer Beckens und des Oberrheingrabens (Deutschland): Niederrad- bis Bocken-heim-Formation. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 27–44, 4 Abb.; Wiesbaden.
- RADTKE, G., LIPP-MANN, R. & GAUPP, R. (in Vorber.): Neues Vorkommen der Pechel-bronn-Gruppe im nordöstlichen Mainzer Becken. Lithologie und Sedimentologie der Bohrung Wallau (B/98 BK5) und Korrelation mit der Bohrung W 07. – Geol. Abh. Hessen; 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; 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 Hydrobienschichten]. – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 99–122; Mainz.
- RITZKOWSKI, S. (1965): Das marine Oligozän im nördlichen Hessen, Stratigraphie und Paläogeographie. – Dissertation, 194 S.; Marburg.
- RIVELINE, J., BERGER, J.-P., FEIST, M., MARTIN-CLOSAS, C., SCHUDACK, M. & SOULIÉ-MÄRSCHKE, I. (1996): European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. – Bull. Soc. géol. France, **167** (3): 453–468; Paris.
- ROLLIER, L. (1893): Étude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie septentrionale), Nouvelles coupes du tertiaire jurassien. – Eclogae Geol. Helv., **4** (1): 1–26; Lausanne.
- ROLLIER, L. (1910): Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000. – Mat. Carte géol. de la Suisse, nouv. série, **25**: 76–80; Berne.
- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – Sammlung geol. Führer, **79**: 203 S.; Berlin (Borntraeger).
- ROTHAUSEN, K., MARTINI, E., ROTHE, P., SONNE, V., TOBIEN, H. & WEILER, H. (1988): Das Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oberoligozän–Untermiozän) – paläontolo-

- logische, geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen im „Kalktertiär-Projekt“. – Geol. Jb., (A) **110**: 17–52; Hannover.
- RUNGE, H. (1936): Badisches Erdöl und seine Gewinnung im Vergleich zu norddeutschen Vorkommen. – Z. tiefbohrtechn. Ver., **1936**: 9; Frankfurt a.M.
- SALVADOR, A. (1994): International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. – 2. Aufl.: 214 S., 15 Abb.; Boulder (Internat. Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS Internat. Commission on Stratigraphy).
- SANDBERGER, F. (1853): Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken und dessen Stellung im geologischen System. – 91 S.; Wiesbaden.
- SANDBERGER, F. (1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. – 458 S.; Wiesbaden.
- SCHAD, A. (1956): Erdölprovinz Rheintalgraben. – In: GUZMÁN, E.J. [ed.]: Symposium sobre Yacimientos de Petróleo y Gas, 20. Congr. geol. internac., **5** (Europa): 135–140; Mexico-City.
- SCHAD, A. (1962): Voraussetzungen für die Bildung von Erdöllagerstätten im Rheingraben. – Abh. geol. L.-Amt B.-Württemb., **5**: 29–40; Freiburg i.Br.
- SCHAD, A., SÖLL, H. & WITTMANN, O. (1955): Ergebnisse von Bohrungen im Tertiärhügelland zwischen Müllheim und Istein im badischen Oberland. – Jh. Geol. L.-Amt B.-Württemb., **1**: 300–360; Freiburg i.Br.
- SCHÄFER, P. (1984): Zur Feinstratigraphie, Mikropaläontologie und Paläoökologie der *Corbicula*-Schichten in Rheinhessen (Untermiozän, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 117–156; Mainz.
- SCHÄFER, P. (1988): Mikropaläontologisch-feinstratigraphischer Vergleich des Profils Straßeneinschnitt Mainz-Weisenau mit drei Profilen aus dem Steinbruch Oppenheim/Nierstein (Kalktertiär, Mainzer Becken, Oberoligozän-Untermiozän). – Geol. Jb., (A) **110**: 277–287; Hannover.
- SCHÄFER, P. (1998): Von Meeressanden, Feuerfesttonen und Kalksteinen: Die tertiären Sedimente im Donnersbergkreis. – In: HANEKE, J. & KREMB, K. (Hrsg.): 280 Millionen Jahre Erdgeschichte: Geowissenschaftliche Forschungen im Donnersbergkreis. Schriften der Kreisvolkshochschule Donnersbergkreis, **2**: 25–52; Kirchheimbolanden.
- SCHÄFER, P. (2000): Zur Stratigraphie und Genese der tertiären Sedimente zwischen Eisenberg und Lautersheim im südwestlichen Teil des Mainzer Beckens. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. **82**: 175–222; Stuttgart.
- SCHÄFER, P. & KADOLSKY, D. (1998): Zur Gliederung eines Tertiärprofils von Budenheim bei Mainz, insbesondere zur stratigraphischen Stellung und Genese der „Milchquarzschotter“ (Oberoligozän) im nordwestlichen Rheinhessen (Mainzer Becken). – Mainzer naturwiss. Archiv, Beiheft, **21**: 115–132; Mainz.
- 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; Mainz.
- SCHARPF, H.-J. (1977): Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 6316 Worms, 282 S.; Wiesbaden.
- SCHMITT, O. & STEUER, A. (1974): Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 6016 Groß-Gerau, 2. Aufl.: 202 S.; Wiesbaden.
- SCHNAEBELE, R. (1948): Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn. – Mémoires du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, **7**: 254 S.; Strasbourg.
- SCHNARRENBERGER, K. (1915): Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Baden. Erl. zu Bl. Kandern (Nr. 139). – 131 S.; Heidelberg.
- SCHULER, M. (1983): Polens et spores des séries salifères (Éocène/Oligocène) du bassin potassique de Mulhouse (France). Relations entre la microflore et les dépôts évaporitiques. – Sci. Géol. Bull., **36** (4): 255–265; Strasbourg.
- SCHWARZ, J. (1988): Revision der Charophyten-Floren des „Prä-Aquitaniens“ (Unterbio Oberoligozän) im Mainzer Becken. – Palaeontographica, (B) **210** (4–6): 151–191; Stuttgart.
- SCHWARZ, J. & GRIESSEMER, T.W. (1998): Eine neue Charophyten-Art aus dem Lutetium (Mitteleozän) des Oberrheingrabens bei Albersweiler (Rheinland-Pfalz, SW-Deutschland): *Chara rothauseni* sp. n. – Mainzer Naturwiss. Archiv, Beiheft, **21**: 57–63; Mainz.
- SISSINGH, W. (1998): Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. – Tectonophysics, **300**: 249–284; Amsterdam.
- SITTLER, C. (1965): Le Paléogène des Fossés Rhénaux et Rhodaniens. – Études sédimentologiques et paléoclimatiques. – Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorr., **24**: 392 S.; Strasbourg.
- SITTLER, C. (1967): Le soubassement et le remplissage sédimentaire du Fossé Rhénaux au niveau du Bassin de Pechelbronn et du senil d'Erstein. Coupes géologiques à travers le Fossé Rhénaux. – Abh. Geol. L.-Amt B.-Württemb., **6**: 69–80; Freiburg i.Br. (zugleich: Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorr., **26**: 69–80; Strasbourg).
- SITTLER, C. (1968): Les indications stratigraphiques fournies par les minéraux argileux régions voisines. – Mém. B.R.G.M., **58**: 495–503; Paris.
- SITTLER, C. (1969): L'Éocène dans le Fossé Rhénaux. – Mém. B.R.G.M., **69**: 371–383; Paris.
- SONNE, V. (1968): Eozäne Ablagerungen in Rheinhessen (Mainzer Becken). – N. Jb. Geol. Paläont., Monatshefte, **1968**: 702–704; Stuttgart.
- SONNE, V. (1970): Das nördliche Mainzer Becken im Alttertiär; Betrachtungen zur Paläogeographie, Paläogeographie und Tektonik. – Oberrhein. geol. Abh., **19**: 1–28; Karlsruhe.
- SPUHLER, L. (1937): Die Marnheimer Bucht. – Mitt. Saarpfälz. Ver. Naturk. Natursch. Pollichia, N.F. **6**: 3–59; Kaiserslautern.
- STAPF, K.R.G. (1988): Zur Tektonik des westlichen Rheingrabenrandes zwischen Nierstein am Rhein und Wissembourg (Elsaß). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **70**: 399–410, 1 Abb.; Stuttgart.
- STAPF, K.R.G. & HARTMANN, D. (1981): Zur Stratigraphie und Fazies der Hydrobienschichten im Steinbruch Budenheim bei Mainz (Tertiär, Unter-Miozän, Mainzer Becken). – Mitt. Pollichia, **69**: 82–108; Bad Dürkheim.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**: 1–19; Frankfurt a.M.
- STEUER, A. (1909): Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. – Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, (4) **30**: 41–67; Darmstadt.
- STEUER, A. (1910): Kurze Beschreibung des Tertiärs im Mainzer Becken und Führer für vier Exkursionstage. – Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. Landesanstalt, (4) **31**: 34–62; Darmstadt.
- STRAUB, E.W. (1956): Erdöl- und Erdgasfeld Stockstadt. – In: GUZMÁN, E.J. [ed.]: Symposium sobre Yacimientos de Petróleo y Gas, 20. Congr. geol. internac., **5** (Europa): 141–147; Mexico-City.

- STRAUB, E.W. (1962): Die Erdöl- und Erdgaslagerstätten in Hessen und Rheinhessen. – Abh. Geol. L.-Amt B.-Württemb., **4**: 123–136; Freiburg i.Br.
- STRUVE, W. (1973): Geologie des Mainzer Beckens. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **5**: 1–50; Frankfurt a.M.
- THÉOBALD, N. & SCHWEITZER, M. (1976): Carte géologique de la France 1 : 50 000, Mulhouse-Mullheim, Feuille XXXVII–XXXVIII–**20**, Notice explicative. – 31 S.; Orléans.
- TOBIEN, H. (1968): Mammifères éocènes du Bassin de Mayence et de la partie orientale du Fossé Rhénan. – Mém. B.R.G.M., **58**: 297–307; Paris.
- TOBIEN, H. (1970): Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer Beckens und die Altersstellung der Fundschichten. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **56**: 13–36; Wiesbaden.
- TOBIEN, H. (1980): Taxonomic status of some Cenozoic Mammalian local faunas from the Mainz Basin. – Mainzer geowiss. Mitt., **9**: 203–235; Mainz.
- TOBIEN, H. (1982): Einführung zur Bestandsaufnahme der Flora und Fauna im „präaquitanen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 7–11; Mainz.
- TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der altmiozänen Säugerfauna von Frankfurt/Nordbassin und der präbasaltischen Sedimentfolgen im Untergrund von Frankfurt am Main. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 205–216; Wiesbaden.
- TOBIEN, H. (1988): Einige Daten zur Systematik und Biostratigraphie der Rodentier und Lagomorphen (Mammalia) aus dem Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oberoligozän–Untermiozän). – Geol. Jb., (A) **110**: 345–358; Hannover.
- TRUNKÓ, L. & MUNK, W. (1998): Geologische Beobachtungen in drei tertiären Aufschlußkomplexen im Randbereich des Mittleren Rheingrabens. – Carolea, **56**: 9–28; Karlsruhe.
- VEIT, E. (1955): Die Tiefbohrungen bei Pfungstadt und der Bau des Rheintalgrabens im Raum um Darmstadt. – Z. deutsch. geol. Ges., (1953) **105**: 150–151; Hannover.
- WAGNER, W. (1913a): Neue Ergebnisse über die Gliederung und die Lagerung des Tertiärs im Kalisalzgebiet des Oberelsaß. – Mitt. Philom. Ges. Els.-Lothr., **4** (5): 743–764; Straßburg.
- WAGNER, W. (1913b): Vergleich der jüngeren Tertiärablagerungen des Kalisalzgebietes im Oberelsaß mit denen im Mainzer Becken. – Mitt. Geol. L.-Anstalt Elsaß-Lothr., **8** (2): 273–287; Straßburg.
- WAGNER, W. (1923): Gliederung und Lagerung des Tertiärs von Kolbheim bei Straßburg. – Mitt. Geol. L.-Anstalt Elsaß-Lothr., **11** (2): 153–195; Strasbourg.
- WAGNER, W. (1950): Das Erdöl im Rheintalgraben mit besonderer Berücksichtigung der Neubohrungen im Untermiozän Hessens. – Z. Deutsch. Geol. Ges., (1948) **100**: 518–543, 9 Abb.; Hannover.
- WAGNER, W. (1955): Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal-Graben. – Z. deutsch. Geol. Ges., (1953) **105** (4): 706–728; Stuttgart.
- WAGNER, W. (1959): Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 376–397; Wiesbaden.
- WEBER, H. (1951): Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär des Rheintalrandes bei Wiesloch, Baden. – Erdöl u. Kohle, **4** (9): 543–549; Hamburg.
- WEBER, J. & HOFMANN, U. (1982): Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. – Geol. Abh. Hessen, **83**: 58 S.; Wiesbaden.
- WEILER, W. (1942): Die Otolithen des rheinischen und nordwestdeutschen Tertiärs. – Abh. Reichsam. Bodenforsch., N.F. **206**: 5–140; Berlin.
- WEILER, W. (1963): Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben, des Mainzer Beckens, des unteren Maintales und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozäns. – Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., **504**: 1–75; Frankfurt a.M.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 352 S.; Heidelberg (Ehring).
- WERVEKE, L. VAN (1895): Vorkommen, Gewinnung und Entstehung des Erdöls im Unter-Elsass. – Z. prakt. Geologie, **3**: 97–114; Berlin (Springer).
- WERVEKE, L. VAN (1904): Geologische Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Erl. Blatt Buchsweiler. – 62 S.; Straßburg.
- WERVEKE, L. VAN (1909): Das Erdölvorkommen im Elsass. – In: ENGLER, C. & HÖFER, H. VON [Hrsg.]: Das Erdöl, seine Physik, Chemie, Geologie, Technologie und sein Wirtschaftsbetrieb, Band 2: Geologie, Gewinnung und der Transport des Erdöls: 209–234; Leipzig (Hirzel).
- WERVEKE, L. VAN (1918): Wissenschaftliche Anhaltspunkte und Ratschläge bei den Bohrungen auf Erdöl im Unterelsaß. – Mitt. Geol. L.-Anstalt Elsaß-Lothr., **11** (1): 13–56; Strasbourg.
- WILSER, B. (1923): Paläogeographische Untersuchungen über das Eozän und Unteroligozän im Oberrheingebiet. – Verh. Naturhist.-Medizin. Ver. Heidelberg, N.F. **15** (Bh 2): 5–90; Heidelberg.
- WIRTH, E. (1954): Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 168–189; Wiesbaden.
- WIRTH, E. (1955): Grundlagen und Aussichten der Erdölsuche im Rheintalgraben. – Z. deutsch. geol. Ges., (1953) **105**: 32–46; Hannover.
- WIRTH, E. (1969): Die Probleme des Eozäns im deutschen Anteil der Oberrheinebene und ihrer Randzonen. – Mém. B.R.G.M., **69**: 287–306; Paris.
- WIRTH, E. (1970): Das Eozän im deutschen Anteil der Rheinebene. – In: ILLIES, J.H. & MUELLER, S. [eds.]: Graben Problems: 67–68; Stuttgart (Schweizerbart).
- WITTMANN, O. (1949): Das südöstliche Ende des Oberrheingrabens. – Geol. Rundschau, **37**: 24–42; Stuttgart.
- WITTMANN, O. (1950): Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs nördlich von Basel. – Z. deutsch. Geol. Ges., (1949) **101**: 146–164; Hannover.
- WITTMANN, O. (1952): Geologische Spezialkarte von Baden 1 : 25 000, Erl. Bl. Lörrach (Nr. 152) und Bl. Weil (deutscher Anteil, Nr. 164). – 163 S.; Freiburg i.Br.
- WITTMANN, O. (1965): Geologische und geomorphologische Untersuchungen am Tüllinger Berg bei Lörrach. – Jh. geol. L.-Amt B.-Württemb., **7**: 513–552; Freiburg i.Br.
- WITTMANN, O. (1988): Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württemberg, Erl. Bl. 8311 Lörrach, 2. Aufl.: 153 S.; Stuttgart.
- WURZ, O. (1912): Über das Tertiär zwischen Istein, Kandern, Lörrach-Stetten und dem Rhein. – Mitt. Bad. Geol. Landesanstalt, **7**: 203–309; Heidelberg.

ARNO SEMMEL¹

Probleme der Abgrenzung und Datierung pleistozäner Terrassen – erörtert an Beispielen aus dem Untermaingebiet

Kurzfassung

Terrassengrenzen werden häufig von Löss und Flugsand überdeckt. Größere Bedeutung haben aber auch Überlagerungen, die durch Solifluktion und Rutschungen entstehen. Sie bilden sich vor allem an Terrassenkanten, tektonischen Störungen und periglazialen Aufpressungen.

Durch postsedimentäre Abtragung wird zwischen verschiedenen Terrassen oft der Kies von liegenden älteren Ter-

rassen freigelegt, was in der Regel nur in Aufschlüssen zu erkennen ist.

Eine wichtige Datierungsmethode im Gelände sind Löss und fossile Böden auf den Terrassensedimenten. Es ist jedoch strittig, ob jeder fossile Bt-Horizont in einem Interglazial entstand. Im Untermaingebiet konnte bisher im Löss der letzten Kaltzeit kein Bt-Horizont gefunden werden.

Abstract

Problems with the demarcation and dating of Pleistocene terraces illustrated by examples from the Untermain region

Boundaries of terraces are commonly covered by loess and aeolian sand. Yet also of importance are coverings which develop due to solifluction or slides. We can find these phenomena mean the steps of terraces and mean tectonic dislocations and cryoturbations.

Postsedimentary erosion sometimes clears older gravel between younger terraces, a situation which can only be recognized in exposures.

Loesses and fossil soils are an important means of dating terraces, but it is uncertain as to whether each fossil argillic B horizon is a result of interglacial climate. Until now it has not been possible to find a fossil argillic B horizon at the Last Glacial loess in the Untermain region.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	113
2. Überlagerung von Terrassengrenzen	115
3. Abtragung an Terrassengrenzen	121
4. Datierung von Terrassen	122
5. Zusammenfassung	127
6. Schriftenverzeichnis	127

1. Einleitung

Bei quartärgeologischen Arbeiten, vor allem bei der geologischen Kartierung, ist die Abgrenzung und Datierung pleistozäner fluvialer Terrassen oft mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden. Als Ausdruck dessen darf wohl die Tatsache gelten, dass fast jeder Bearbeiter eines bestimmten Flussgebietes zu einer spezifischen Gliederung der Terrassen gelangt, die sich nur mit Schwierigkeiten einem übergeordneten

Schema und schon gar nicht einer „Vollgliederung“ des Eiszeitalters einordnen lässt. Noch deutlicher tritt die angesprochene Problematik zutage, wenn ein bestimmtes Tal oder Teile eines Tals von verschiedenen Autoren getrennt bearbeitet wurden. Die Ergebnisse differieren meist sehr eindrucksvoll. Als einschlägiges Beispiel kann das Mittelrheintal angeführt werden, wo – um nur jüngere Arbeiten zu nennen –

¹ Prof. Dr.Dr.h.c. A. Semmel, Theodor-Körner-Str. 6, D-65719 Hofheim am Taunus

BIRKENHAUER (1971: 117 f.), BIBUS & SEMMEL (1977), GÖRG (1984) und BOENIGK & HOSELMANN (1991) zu recht unterschiedlichen Auffassungen hinsichtlich Zahl und Alter pleistozäner Terrassen kommen. Es überrascht deshalb nicht, wenn auch divergierende Befunde über die quartäre Tektonik in diesem Gebiet gewonnen wurden (u.a. SEMMEL 2001 und MEYER & STETS 2002). Dabei darf doch für das Mittelrheintal gelten, dass zumindest die altpleistozänen Terrassen oberhalb des Engtals besser als in jedem anderen Mittelgebirge zu verfolgen sind.

Selbst dort gibt es aber Situationen, die unterschiedliche Interpretationen zulassen, vor allem dann, wenn man nur kurzfristig in diesem Gebiet arbeitet und nicht Gelegenheit hat, die Entwicklung der Aufschlussverhältnisse über längere Zeit zu verfolgen. Erst bei längerer Beobachtung zeigt sich nämlich, welche Vielzahl von Erscheinungen es gibt, die Fehleinschätzungen möglich machen.

Anschauliche Beispiele, die die Problematik der Abgrenzung und Datierung pleistozäner Terrassen demonstrieren, konnten vom Autor in den letzten Jahrzehnten im Untermaingebiet zwischen Aschaffenburg und Wiesbaden gesammelt werden. Einige dieser Beispiele sind im Folgenden näher erläutert. Es handelt sich dabei ausnahmslos um pleistozäne Bildungen. Vergleichbare holozäne Erscheinungen sind bereits wiederholt an anderer Stelle beschrieben worden (u.a. SEMMEL 2000: 60 ff.). Die Lage des Arbeitsgebietes ist Abb. 1 zu entnehmen. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, handelt es sich um Kies- und Baugruben sowie Bohrungen auf den Bl. 5916 Hochheim am Main, 5917 Kelsterbach und 5918 Neu-Isenburg der GK 25 von Hessen, deren Quartär vom Autor kartiert wurde (KÜMMERLE & SEMMEL 1969; SEMMEL 1980; KÜMMERLE et al. 1999). Diese und die anderen zitierten Karten sollten

herangezogen werden, wenn die genaue Lage eines Profils gefragt ist. In den jeweiligen Erläuterungen zu den Blättern der GK 25 von Hessen findet man überdies zusätzliche Angaben zur geologischen Situation etc.

Die behandelten Beispiele dienen der Erörterung von Problemen, die bei der geologischen Kartierung im Untermaingebiet auftreten. Es wird angenommen, dass sich ähnliche Fragen auch in anderen Beckenlandschaften stellen, die nicht vergletschert waren. Für die Behandlung dieser Thematik ist es nicht erforderlich, eine komplette Pleistozän-Stratigraphie des Untersuchungsgebietes vorzulegen. Für das Untersuchungsgebiet ist das an anderen Stellen geschehen (u.a. SEMMEL 1974a). Dort wird auch erklärt, dass es aus kartiertechnischen Gründen gelegentlich notwendig ist, lokale stratigraphische Bezeichnungen zu verwenden. Das gilt z.B. für die Bezeichnungen Alt-, Mittel- und Jungpleistozän sowie für Alt-, Mittel- und Jungwürm (SEMMEL 1974a: 12 und 25 ff.). Um es mit Beispielen zu verdeutlichen: Die Grenze zwischen Alt- und Mittelpleistozän liegt zwischen der t1- und der t2-Terrasse, weil die Sedimente beider Terrassen sich häufig lithofaziell gut trennen lassen. Zum Altwürm-Löss gehört der Bereich der Mosbacher Humuszonen. Beide Abgrenzungen entsprechen nicht der sonst häufig angewandten Grenzziehung zwischen Unter- und Mittelpleistozän bzw. der Grenze Unter- und Mittelweichsel.

Beachtet werden sollte zudem, dass die Terrassenabfolge t1a bis t1e auf dem Sprendlingen-Vilbeler Horst nicht mit Sicherheit der gleichnamigen Abfolge im Oberrheingraben entspricht, t1b auf dem Horst muss also nicht t1b im Graben entsprechen. Die Übereinstimmung in der Abfolge kann Zufall sein. Diese Frage ist derzeit nicht eindeutig zu klären (SEMMEL 1980b: 27; 1999: 59).

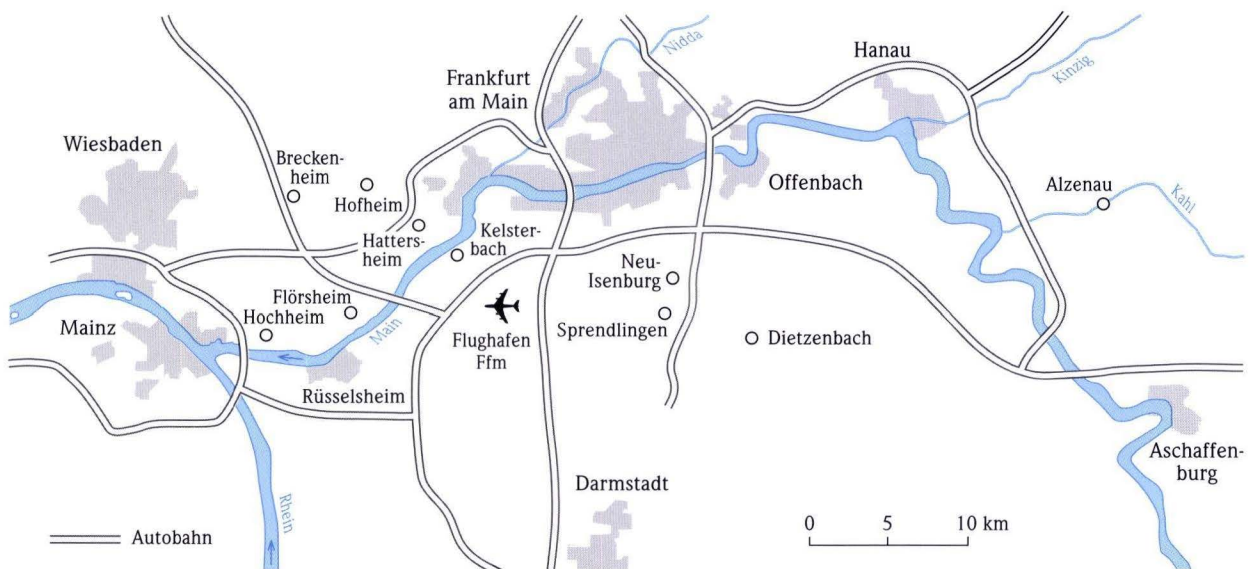


Abb. 1. Übersichtsskizze des Arbeitsgebietes.

2. Überlagerung von Terrassengrenzen

Am häufigsten stören bei der Festlegung von Terrassengrenzen Löss- oder Flugsanddecken, die die Terrassenkanten verhüllen, Kanten, die der Einschnitt jüngerer Terrassen in ältere, höher liegende entstehen lässt. Die Überdeckung ist oft so mächtig, dass sie mit den herkömmlichen bei der Kartierung eingesetzten Sondiergeräten nicht durchörtert werden kann. Auch geophysikalische Verfahren führen hier häufig zu keinen befriedigenden Resultaten. Noch größere Schwierigkeiten bereiten indessen solifluidale und aquatische Überlagerungen, die wegen ihres hohen Steingehalts nur selten tiefere Sondierungen ermöglichen.

Im Untermaingebiet erwiesen sich indessen gerade steinarme oder -freie Substrate als Quelle häufiger Fehler. Es handelt sich dabei um Ton- und Mergelgesteine, die hauptsächlich aus dem Rotliegend und dem Tertiär stammen. Die Plastizität dieser Gesteine hat an vielen Stellen weite solifluidale, teilweise auch anthropogen verursachte Überwanderungen pleistozäner Kiese zur Folge, die der Autor in den ersten Jahren seiner Kartiertätigkeit oft nicht erkannte. Vielmehr wurde das umgelagerte Substrat als primär anstehendes Tertiär etc. angesprochen (SEMMELE 1978: 299 f.). Besonders tückisch sind die zahlreichen kryoturpaten Aufpressungen von Tonen und Mergeln, die aus größerer Tiefe kommend hangende Terrassenkiese durchstoßen und dann überflossen haben. Derartige Erscheinungen häufen sich in Zonen tektonischer Beanspruchung, etwa am Westrand des Oberrheingrabens. Es wird angenommen (SEMMELE 2001c: 110), dass während der pleistozänen Permafrost-Perioden die wasserwegsamten Störungen längere Zeit den Aufstieg von Grundwasser ermöglichten, das zur Vernässung und zum Aufdringen („Aufpressung“) des

tonigen Substrates führte. Die nachstehend beschriebenen Aufschlüsse liegen in entsprechenden Zonen.

Ein Gebiet, in dem immer wieder Aufschlüsse mit überwanderten Mainkiesen zu finden sind, liegt westlich der B 519 zwischen Hofheim am Taunus und Flörsheim-Weilbach, also im Bereich der Westrand-Verwerfungen des Oberrheingrabens (GK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main). Dort ist manchmal miozäner Mergel oder pliozäner Ton pilzförmig durch mittelpleistozäne Mainkiese aufgestiegen (SEMMELE 1980a: 69). Häufig ziehen von den Aufpressungen tonige Fließerden hangabwärts über die Kiese hinweg und überdecken Terrassengrenzen (Abb. 2). Erst durch tiefere Aufschlüsse konnte erkannt werden, dass große Teile des hier als anstehend kartierten Tertiärs über mehrere Meter mächtigem Mainkies liegen.

Als Hinweis auf kryoturpat aufgestiegenen Mergel lässt sich gleichfalls die Schichtenbeschreibung der hier abgeteuften Bohrung 23 interpretieren, wonach die obersten 1,5 m Mergelkalke weißliche Farben aufweisen (LEPPLA & GUNZERT in KÜMMERLE 1969: 173). In den hangenden Partien des aufgestiegenen Mergels fällt bei der Verdunstung des Grundwassers besonders viel (weißes) CaCO_3 aus. Zugleich verliert das Gestein seine ursprüngliche Struktur.

Eine vergleichbare Erscheinung im Rotliegend wurde bei der geologischen Kartierung des Bl. 5918 Neu-Isenburg (KÜMMERLE et al. 1999) ca. 250 m östlich des Holländer Borns (NW Dietzenbach) angetroffen. Dort sollte ein Baggerschurf die Grenze zwischen Rupelton und Rotliegend freilegen um zu klären, ob eine Verwerfung vorliegt, folgt doch die Grenze „varistischer Richtung“. Außerdem liegt in der Nähe der alttertiäre Trachyt des Hohen Berges.

Abb. 2. Überwanderung von t3-Kiesen durch pliozänen Ton.

Links vom Spaten (Stiellänge = 50 cm) ist gelblicher pliozäner Ton (1) aus dem Liegenden durch den dunklen Kies der t3-Terrasse (2) des Mains aufgestiegen und hat die Kiese hangabwärts (nach rechts) überflossen.

Ehemalige Kiesgrube SW BAB-Anschluss Hofheim/Weilbach (A 66/B 519).



Im südlichsten Teil des Schurfes stand scheinbar unter einer dünnen Flugsand-Decke Rotliegend-Tonstein an (FICKEL 1986). Unter dem Tonstein wurde jedoch in 3 m Tiefe roter toniger Sand mit vielen Maingeröllen (Buntsandstein und Lydit) angetroffen, der zur altpleistozänen t1c-Terrasse gehört (SEMMEL 1999: 55 f.). Gut 1 m tiefer folgte grauer tertiärer Mergel. Hier hat eine mächtige Aufpressung von Rotliegend den tertiären Mergel und den pleistozänen Sand durchstoßen und ist bis an die damalige Oberfläche gelangt. Dort verfloß das tonige Material über mehr als 40 m nach Norden in Richtung Luderbach-Aue und täuscht heute Rotliegend-Untergrund vor. Ein sicherer Hinweis auf die in der Tiefe liegenden Mainsande ist an der heutigen Oberfläche nicht zu finden. Erst nahe der Bachaue tritt beiderseits der Holländerborn-Schneise Mainkies zutage (GK 25, Bl. 5918 Neu-Isenburg).

Mächtige Aufpressungen von Rotliegend-Tonstein waren auch im ICE-Einschnitt nordwestlich Wiesbaden-Breckenheim aufgeschlossen (GK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main). Dort grenzt gleichfalls Rupelton an Rotliegend. Eine Staffel von mehreren Rotliegend-Schollen ist hier parallel zum Taunusrand abgesunken und von tertiären Kiesen und Mergeln überdeckt worden. Aus der südlichsten der aufgeschlossenen Scholle wurde roter Tonstein durch das Tertiär aufgepresst und hangabwärts verlagert. Dabei sind Kiese einer hangenden altpleistozänen Taunusrand-Terrasse und Löss bis in den Talboden des Medenbachs mitverlagert worden. Abb. 3 zeigt den Beginn der Aufpressung und die Überlagerung des Tertiärs.

Der verlagerte Tonstein hat sein primäres „scherbiges“ Gefüge verloren. Zugleich ist die ursprüngliche Violett-Färbung zu einer mehr rötlichen Farbe verändert worden. Deshalb ließ sich die Verlagerung bereits in den Bohrungen der

geologischen Vorerkundung entlang der ICE-Trasse vermuten.

Die Aufschlussituation gibt Gelegenheit, die Darstellungen auf der GK 25 (KÜMMERLE & SEMMEL 1969) und auf der BK 25 (SEMMEL 1970) zu kommentieren. Die Abgrenzung der Taunusrand-Terrasse ist auf der GK 25 völlig zutreffend wiedergegeben. Die Aufpressung setzt an der heutigen Hangkante ein, die zugleich der Terrassengrenze entspricht. Unterhalb dieser Kante sind auf der GK 25 Rotliegend und Rupelton dargestellt, der hangende Solifluktionsschutt ist „abgedeckt“. Auf der BK 25 wird er dagegen dargestellt. Er überdeckt außerdem auch die Kiese auf der oberhalb liegenden, nur ganz schwach geneigten Terrassenfläche und bildet in beiden Fällen das Ausgangssubstrat der heutigen „Parabraunerde aus lösslehmhaltigen Schutt“, nach neuer Nomenklatur „Parabraunerde aus Hauptlage über Mittellage“ (AG BODEN 1994).

Ähnliche Aufpressungen, vor allem aber solifluidale Überlagerungen oder auch Schollenrutschungen sind in vielen Fällen die Ursache für irreführende Schichtenfolgen bei Bohrungen in Terrassen-Sedimenten. So wollte der Autor beispielsweise die Forschungsbohrung Nr. 68 (GK 25, Bl. 5918 Neu-Isenburg) am Nordrand des Hohen Berges (N Dietzenbach) einstellen lassen, als in 12 m Tiefe rotbrauner Rotliegend-Ton angetroffen wurde. Da wenige Meter südlich des Bohrpunkts der Anstieg von der t1e- zur t1b-Terrasse des Mains beginnt, war nicht auszuschließen, dass vom Hang an dieser Terrassengrenze Rotliegend-Material in die t1e-Sande während deren Akkumulation geflossen ist. Dieser Verdacht bestätigte sich, als die Bohrung fortgesetzt und unter der Rotliegend-Einschaltung noch weitere 8 m t1e-Sand gefunden wurden, dessen Basis bei 120 m ü. NN lag, der typischen Basishöhe der t1e-Sande in diesem Gebiet.



Abb. 3. Überwanderung von tertiären Mergeln durch Rotliegend. Roter Rotliegend-Tonstein (1) ist durch grauen Rupelton (2) aufgestiegen (links im Bild) und hat diesen, vermischt mit Kiesen einer Taunusrand-Terrasse, hangabwärts (nach rechts) überwandert. ICE-Einschnitt NW Wiesbaden-Breckenheim.

Eine Zwischenlage von Rotliegend-Material in altpleistozänen Mainsanden wurde auch in der Bohrung 109 (GK 25, Bl. 5918 Neu-Isenburg) südlich Sprendlingen angetroffen. Nur knapp 200 m westlich der östlichen Randverwerfung des Oberrheingrabens liegt hier unter gut 7 m mächtigen t1-Sedimenten eine 1,4 m starke Schicht von rotbraunen Tonen, deren Herkunft ZIEHLKE (1999: 186) aus dem östlich anstehenden „Langener Ton“ des Rotliegend vermutet. Darunter folgen wieder altpleistozäne Mainsande. Auch hier war die Bohrung zunächst abgebrochen worden, weil man sich bei gut 7 m Tiefe im anstehenden Rotliegend währte.

Darauf gründete auch die Zuordnung der hangenden Sande als t1d-Ablagerungen des Mains auf der GK 25, Bl. 5918 Neu-Isenburg. Wahrscheinlich handelt es sich jedoch um t1e-Sedimente mit der (typischen) Basis in ± 120 m ü. NN. Demnach liegt hier eine Randscholle des Oberrheingrabens vor, die sich gegenüber dem Sprendlingen/Vilbeler Horst (BÖKE 1976: 231) zumindest in den letzten 500 000 Jahren kaum abgesenkt hat.

Die beiden letzten Beispiele leiten über zu Problemen, die nicht bei horizontalen, sondern bei vertikalen Abgrenzungen in Terrassen-Sedimenten vorkommen. Solche Abgrenzungen sind bei „Terrassenstapelungen“ im Sinne von BRUNNACKER et al. (1969: 130) schwierig, wenn gleichartige, jedoch verschieden alte Sedimente übereinander liegen. Einfach interpretieren lassen sich Profile, in denen Akkumulationen unterschiedlichen Alters durch Bildungen getrennt werden, deren Entstehung längere Zeit beanspruchte, also etwa Löss mit fossilen Böden oder Altlaufüllungen, in denen ein Interglazial oder ähnliche Bildungen nachzuweisen sind.

Recht komplizierte Überlagerungen zeichnen manche Einmündungen von Nebentälern aus. Während bei steilerem Gefälle, etwa am Spessartrand bei Alzenau, eindeutig als lokale Schwemmschutte und -sande definierbare Sedimente die Mainsande überlagern (SEIDENSCHWANN 1989: 79 f.), kommen bei flacheren Einmündungen Kieslagen vor, bei denen schwer festzulegen ist, ob sie vom Main oder von Nebengerinnen abgelagert wurden. Die primär vorhandenen petrographischen Unterschiede sind oft verloren gegangen, weil der Nebenbach weitstreckig durch älteren Mainsand geflossen ist und dessen Komponenten aufgenommen hat. Nur kleine enge Rinnen mit starker Kompetenz weisen manchmal einen deutlichen lokalen Schottergehalt auf. Als Beispiel wird der seit vielen Jahren gut aufgeschlossene Unterlauf des Kastengrunds beschrieben, der zwischen Hattersheim und Flörsheim-Weilbach in einen Altlauf des Mains mündet (GK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main).

Dort hat zwischen dem Westarm des Kastengrunds und dem Reiterhof Ehrhardt bei Höhenpunkt 117,5 die t4-Terrasse die t3-Terrasse des Mains angeschnitten. Die petrographische Geröllführung beider Terrassenkiese ist gleich, jedoch haben die t3-Kiese größere Mächtigkeit und eine intensivere Rostfärbung mit kräftiger Fe-Mn-Verkittung. Beide Kiese sind also farblich gut zu unterscheiden, zumal die Basislage der in die

t3-Kiese eingeschnittenen t4-Kiese sehr grob ist (Abb. 4). Der Höhenunterschied zwischen der Oberkante der t3- und der t4-Terrasse beträgt gut 10 m. Auf dem steilen Ufer liegt auf den t3-Kiesen ein Solifluktionsschutt, der auf die t4-Terrasse eingestellt war (Abb. 5). Die Höhendifferenz zwischen beiden Terrassen-Oberflächen ist vollständig mit Löss ausgefüllt und an der heutigen Oberfläche nicht zu erkennen. Diese fällt über 400 m von 117,5 auf 115 m ü. NN nach SE.

Bei den Voruntersuchungen für den Kiesabbau in den sechziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts war aufgefallen, dass entgegen dem Abfall der heutigen Oberfläche die Oberfläche des t4-Kieses im NW am ehemaligen t3-Ufer um drei bis vier Meter tiefer liegt als im SE. Die Ursachen dafür konnten damals nicht geklärt werden. Nunmehr zeigt sich, dass im nördlichen Teil die „normale“ Abfolge t4-Kies, Hochflut-Sand und -Lehm vorliegt, während im südlichen Teil auf die ca. drei



Abb. 4. t4-Kiese über t3-Kiesen des Mains.

Der graue t4-Kies (2) überlagert mit einer Buntsandstein-Blocklage den rostfarbigen t3-Kies (1).

Kiesgrube Gaul W Kastengrund zwischen Hattersheim und Flörsheim-Weilbach (GPS-Position R 346096, H 554613).



Abb. 5. Solifluktionsschutt am ehemaligen t4-Ufer.

Der rostfarbige t3-Kies (1) wird von einer ca. 50 cm mächtigen Solifluktionsschicht (2) gekappt, die auf den tiefer eingeschnittenen t4-Kies (nicht im Bild) eingestellt war. Hackenstiellänge = 150 cm.

Kiesgrube Gaul W Kastengrund (GPS-Position R 346085, H 554633).



Abb. 6. Überkiesung von Hochflutlehm auf der t4-Terrasse.

Der Hochflutlehm (1) (rechts unten) über dem Kies der t4-Terrasse ist von jüngerem Mainkies (2) überlagert worden. Dieser wurde später rinnenartig zerschnitten und von Löss überdeckt. Auf dem Löss bildeten sich ein (brauner) Bt-Horizont (3) und (im Bereich des Spatens) eine Humuszone (4). Beide Böden sind jeweils durch geringmächtige Kieslagen (5) gekappt.

Kiesgrube Gaul W Kastengrund (GPS-Position R 346095, H 554628).

Meter mächtigen, hier stark kryoturpat gestörten Hochflutsedimente noch ein jüngerer Mainkies von ca. einem Meter Stärke geschüttet wurde (Abb. 6). Der Main hat offensichtlich in der Endphase der t4-Akkumulation in einem Bogen nach Norden seine eigenen Hochflutablagerungen „überkies“.

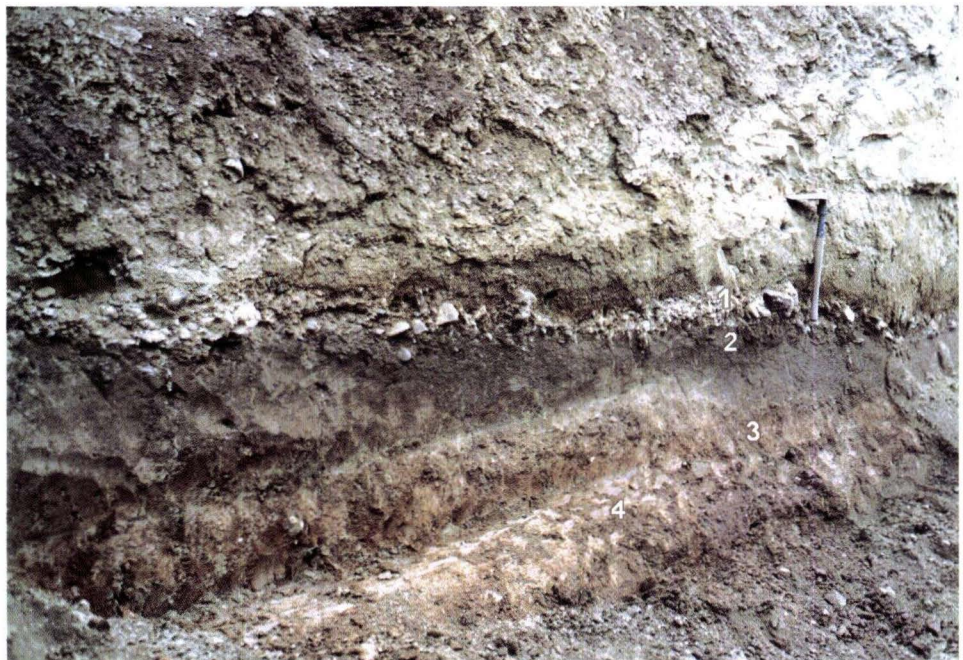
Diese Kiese wie auch die nicht von Kies bedeckten Hochflutsedimente wurden anschließend rinnenartig zerschnitten und von Löss überdeckt. Darauf bildete sich eine Parabraun-erde, von der heute nur noch Teile des Bt-Horizonts zu finden

sind. In schlechter drainierten Bereichen entstanden auch staunasse Böden mit der Tendenz zum Stagnogley-Gley. Das hellgraue Oberboden-Material dieser Böden wurde später in flachen Rinnen umgelagert (Abb. 7). Anschließend bildeten sich auf diesem Substrat Nassgleye mit stark humosem Ghr-Horizont. Der Vorfluter (der Main) kann damals erst wenig eingetieft gewesen sein. Deswegen erscheint es nicht unmöglich, dass nach dieser Bodenbildung der Main noch einmal dieses Areal kurzfristig überspülte und eine maximal 20 cm

Abb. 7. Rinnenbildung im Hangenden des t4-Kieses.
Den braunen Bt-Horizont (1) über dem Hochflutlehm der t4-Terrasse zerschneiden flache Rinnen, die mit grauem Schluff (2) gefüllt sind. Ihn schließt ein stark humoser Horizont (3) ab, der stellenweise zweigeteilt ist. Im unteren (dunkleren) Teil des hangenden Lösses liegen Reste von Humuszonen (4), als dunklere Streifen erkennbar.
Kiesgrube Gaul W Kastengrund (GPS-Position R 346096, H 554612).



Abb. 8. Kieslage über Humuszone.
Eine dünne Kieslage (1) (unteres Ende des Spatenstiels) kappt eine Humuszone (2), unter der ein fossiler Bt-Horizont (3) liegt, darunter folgt Hochflutlehm (4) der t4-Terrasse.
Kiesgrube Gaul W Kastengrund, ca. 200 m SE Abb. 6.



mächtige Kieslage zurückließ, die auch noch Humuszonen im Hangenden des fossilen Bt-Horizonts überlagerte (Abb. 8). Diese Kiese können allerdings auch von einem Nebenbach, einem Vorläufer des Kastengrunds, abgelagert worden sein. Eine solche Möglichkeit ist zwar wenig wahrscheinlich, jedoch nicht völlig auszuschließen. Die Schüttungsrichtung der geringmächtigen Kiese, in denen Buntsandsteine vorherrschen, lässt sich wegen der kräftigen kryoturbatlen Störung nicht rekonstruieren.

Sollte es sich bei dieser dünnen Kieslage tatsächlich noch um eine originäre Main-Ablagerung handeln, hat die Aufschüttung des t4-Komplexes nicht nur eine Kaltzeit, sondern mindestens außerdem noch eine Zeit umfasst, in der die Bildung einer Parabraunerde möglich war. So umstritten die Frage ist, ob das nur in einer echten Warmzeit möglich war, so wenig ist daran zu zweifeln, dass wenigstens Wälder die Landschaft in jener Zeit bedeckt haben. Die Frage wird im Kap. 4 ausführlicher diskutiert.

Die Erörterung der Lagerungsverhältnisse am unteren Kastengrund sollte nicht ohne die Frage abgeschlossen werden, inwieweit die komplizierte Sedimentfolge nicht auch durch tektonische Vorgänge beeinflusst wurde, sind doch während der geologischen Kartierung in den großen Kiesgruben NE des Kastengrunds Verwerfungen gefunden worden, von denen sogar noch der jungpleistozäne Löss betroffen war (SEMMEL 1969: 104 f.; 2001a: Photo 3). Zudem fällt der vorherrschende NW/SE-Verlauf der Talabschnitte zwischen Schwarzbach und Wickerbach auf. Für das westlich anschließende Gebiet zwischen Wicker und Hochheim am Main sind parallel laufende Verwerfungen nachzuweisen (GK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main). Davon ist bekanntlich auch der Untergrund der Deponie Wicker betroffen, wo tektonische Störungen die Verkarstung in den Cerithienschichten offensichtlich besonders fördern (SEMMEL 1977: 75).

Für die Problematik von Terrassenabgrenzungen sollte das vorgestellte Beispiel insofern von Bedeutung sein, als es zeigt, dass Höhenunterschiede der Kiesoberflächen von vier Metern keineswegs bedeuten müssen, dass zwei verschieden alte Terrassen vorliegen. Diese Höhenunterschiede sind weder unmittelbar tektonisch bedingt noch durch Abtragung entstanden, sondern allein durch Zeitunterschiede beim Abschluss der Kiesakkumulation. Das festzustellen gelingt aber in der Regel nicht durch Bohrungen oder geophysikalische Messungen, sondern nur im Aufschluss.

Weist im Falle Kastengrund ein Schotterkörper recht verschiedene Oberflächenhöhen auf, so gibt es andere Situationen, in denen zwei Schotterkörper sehr unterschiedlichen Alters in gleicher Höhe nebeneinander liegen können. Ein besonders gutes Beispiel war im letzten Jahrzehnt im Dycker-

hoff-Steinbruch südlich der A 66 bei Wiesbaden aufgeschlossen (GK 25, Bl. 5915 Wiesbaden). Es konnte des Öfteren auf Exkursionen vorgestellt werden, letztmalig anlässlich der 122. Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Darmstadt (SEMMEL 2001b: 123).

Die pleistozänen Terrassensedimente sind in diesem Aufschluss, sieht man von Untergliederungsversuchen des so genannten „Hauptmosbach“ einmal ab, recht einfach zu unterscheiden. Auf das grobe, braune, kalkfreie „Untere Mosbach“ folgen das vorherrschend feinkörnige, graue, kalkhaltige Hauptmosbach und in dessen Hangendem die braunen, kalkfreien Kiese der mittelpleistozänen t2-Terrasse des Mains (zusammenfassende Darstellungen bei BRÜNING 1974; KELLER 1994). Das gesamte, mehr als 20 m mächtige Schichtpaket ist im Süden von der t3-Terrasse des Mains (SEMMEL 1968) angeschnitten und teilweise bis in den miozänen Kalkstein erodiert. Der Übergang vom bei 140 m ü. NN liegenden t2-Kies zum bei 120 m ü. NN liegenden t3-Kies vollzieht sich stufenweise, dokumentiert durch kleine auf dem Hauptmosbach anzutreffende braune, kalkfreie Schotterkörper (Abb. 9).

Der eigentliche t3-Kies ist durchschnittlich hier nur zwei bis drei Meter mächtig. Der nach Osten fortschreitende Abbau schloss 2003 dann jedoch Mächtigkeiten von sechs bis acht Metern auf. Es stellte sich indessen heraus, dass dies nicht oder zumindest zum großen Teil nicht mehr t3-Kies war, sondern der petrographisch und faziell sehr ähnliche Kies des Unteren Mosbach. Letzterer enthält meist mehr Epidot und weniger Granat als der t3-Kies, jedoch ist auf dieser Basis eine sichere Trennung der Kiese nicht möglich. Auch Schüttungsmessungen ergaben keine Unterschiede. Beide Sedimente sind in diesem Bereich von Osten her geschüttet worden. Die



Abb. 9. Mosbach I, Mosbach III und t3-Kies.

In der linken Bildhälfte ist der graue kalkhaltige Sand (1) des Hauptmosbach (Mosbach III) zu erkennen. Er wird von braunen kalkfreien Kiesen (2) des (altpleistozänen) Unteren Mosbach (Mosbach I) unterlagert. Der braune kalkfreie Kies (3) im Hangenden des Mosbach III gehört zur (mittelpleistozänen) t3-Terrasse. In der hangenden Lössdecke ist der Rest eines fossilen Bt-Horizonts (4) unter der heutigen Parabraunerde erhalten geblieben.

Dyckerhoff-Steinbruch S der A66, SE Wiesbaden.

Diskordanz zwischen den beiden Kiesen, deren Altersunterschied ca. 500 000 Jahre beträgt, ist nur dann sicher erkennbar, wenn zwischen ihnen Reste des grauen, kalkhaltigen Hauptmosbach erhalten geblieben sind.

Der angegebene Altersunterschied wird damit begründet, dass das Untere Mosbach sehr wahrscheinlich älter als das ca. 1 Mill. Jahre alte paläomagnetische Jaramillo-Event ist (BOENIGK 1978: 109; SEMMEL 2003: 53) und in den Deckschichten der t3-Kiese mindestens zwei fossile Bt-Horizonte liegen, die als warmzeitliche Bildungen gedeutet werden. Da auch auf der nächstjüngeren t4-Terrasse des Mains zwei fossile Bt-Horizonte anzutreffen sind, erscheint die Annahme eines Alters von ca. 400 000 Jahren für die t3-Kiese nicht abwegig. Dabei wird die Dauer eines Warmzeit/Kaltzeit-Zyklus von gut 100 000 Jahren zugrunde gelegt.

Der Main hat in den infrage kommenden 500 000 Jahren eindrucksvoll seinen Lauf verlagert. Floss er zur Zeit des Unteren Mosbach von NE zwischen dem heutigen Erbenheim und Fort Biehler in das Aufschlussgelände, so hatte er zur t3-Zeit einen „Mäander“ ausgebildet, der von Süden her über das Gelände am Heßler Hof kam und im Steinbruchsareal nach Westen abbog.

3. Abtragung an Terrassengrenzen

Die aus dem Dyckerhoff-Steinbruch beschriebenen Fragen der Abgrenzung der t3-Kiese vom Unteren Mosbach führen zum Problem des Übersehens von Diskordanzen und damit zum Übersehen von Terrassengrenzen. Diese Gefahr ist im Terrassenkomplex der „Kelsterbacher Terrasse“ (Bezeichnung im Sinne von SEMMEL 1980b: 25) groß, weil auch dort die Sedimente verschiedener Terrassen oft nur schwer oder gar nicht zu unterscheiden sind. Das gilt hauptsächlich für den östlichen Teil dieser von Aschaffenburg bis Rüsselsheim reichenden Main-Aufschüttung. Im übrigen Gebiet gelingt es zumindest in Aufschlüssen, die bräunlichen Kiese der jüngeren Terrassen t2 bis t7 von den grauen sandigeren Sedimenten der altpleistozänen t1-Terrassen zu trennen. Bei der Bohrstock-Kartierung ist das indessen kaum möglich.

In der Regel werden auf der Kelsterbacher Terrasse die Grenzen mit Hilfe von Terrassenkanten festgelegt. Die dabei auftretenden Probleme lassen sich an einem Beispiel vom derzeitigen Nordwestrand des Flughafens Frankfurt a. M. erläutern. Dort schneidet die jungpleistozäne t6-Terrasse die mittelpleistozäne t4-Terrasse des Mains an. Auf der GK 25, Bl. 5917 Kelsterbach (SEMMEL 1980), sind jeweils t6- und t4-Kiese dargestellt. Der Einschnitt der ICE-Trasse zeigte jedoch, dass in Wirklichkeit weitgehend nahe der Terrassengrenze kiesige t1-Sande den Untergrund bilden und nur in kleinen Rinnen t6-Kiese erhalten sind. Diese Rinnen (Abb. 10) gleichen in gewisser Hinsicht den „Auenrinnen“ nach SCHIRMER (1983: 29). Ihr

Der Südgrenze des älteren Durchflusses folgt offensichtlich die große Delle, die nördlich Fort Biehler ansetzt und bis in den Steinbruch zieht. Der Mainlauf war damals deutlich tiefer eingeschnitten als zur t3-Zeit. Er folgte wahrscheinlich tektonischen Störungen mit besonders kräftiger Verkarstung im Untergrund. Dieser Schluss lässt sich aus vielen mit Unterem Mosbach gefüllten Dolinen ziehen (SEMMEL 2003: 53).

Der tatsächliche Aufbau des Untergrunds in diesem Gebiet wäre ohne die längere Beobachtung des Abbaues kaum zu erschließen gewesen. Der stufenweise Übergang von der t2- zur t3-Terrasse ist wegen der ausgleichenden Lössbedeckung an der heutigen Oberfläche nicht wahrzunehmen. Auch mit Hilfe von Bohrungen oder geophysikalischen Verfahren kann nicht sicher geklärt werden, ob es sich bei den einzelnen kleinen Schotterstufen um verschieden alte Bildungen handelt oder um eine Schollentreppe, die durch Tektonik oder Hangrutschungen entstand. Vor allem letztere sind auf den Mergelhängen dieses Gebiets bekanntlich oft anzutreffen (z.B. SEMMEL 2000: 58 ff.); und um die Reste von kalkhaltigem Hauptmosbach zwischen Unterem Mosbach und t3-Kiesen per Bohrung zu finden, bedarf es wahrlich erheblichen Glücks.

Vorkommen ist auf den Grenzbereich zwischen beiden Terrassen beschränkt. Erst in einigen 100 m Entfernung von der Terrassengrenze setzt die geschlossene Decke von t6-Kiesen über den kiesigen t1-Sanden ein. Es liegen hier also relativ großflächig Erosionsterrassen ohne dazugehörige gleich alte Sedimente vor. Nur mit Hilfe der Lesestein- oder Bohrstock-Kartierung war diese Situation nicht zu erkennen (vgl. auch PLASS 1972: 9).

Günstigere Bedingungen für die Abgrenzung solcher Erosionsterrassen liegen natürlich dann vor, wenn eine Terrasse vom gleichartigen Untergrund, hier also vom Mains, auf anderes Gestein übergreift. Diese Situation ist des Öfteren auf dem Sprendlingen-Vilbeler Horst gegeben. So liegt etwa auf der Verflachung in 150 m ü. NN östlich der Straße Neu-Isenburg/Götzenhain (L 3317) zwischen Beste Wiesen-Schneise und Flittersee-Schneise eine dünne Decke mit altpleistozänen Kiesen der t1a-Terrasse des Mains (GK 25, Bl. 5918 Neu-Isenburg). Die Kiesdecke geht randlich in eine Geröllstreu über, in der nur noch wenige Maingerölle vorkommen, dagegen viele rottrindige Granit- und Amphibolith-Schotter, die innen frisch sind. Es handelt sich um aus dem liegenden Rotliegend-Konglomerat ausgewitterte Gerölle. Bereits nach kurzer Entfernung von der Mainskiesdecke findet man nur noch diese Gerölle, ohne dass auf der Verflachung eine Stufe als Terrassengrenze ausgebildet ist. Die „Akkumulationsterrasse“ geht hier stufenlos in eine „Erosionsterrasse“ über.

Erosionsterrassen **ohne** Verbindung zu einer Akkumulationsterrasse sind auf dem Sprendlingen-Vilbeler Horst an vielen Stellen ausgebildet und lassen sich problemlos den wenigen kiesbedeckten Niveaus zuordnen (SEMMEL 1999a: 240 ff.). Die schotterfreien oder -armen Erosionsterrassen wurden – alter geologischer Übung gemäß – indessen nicht auf der geologischen Karte dargestellt. Das ist insofern von Nachteil, als dadurch wesentliche Informationen über Landschaftsentwicklung, Tektonik etc. nicht direkt der Karte zu entnehmen sind.

Nicht befriedigend lässt sich in der Regel die Frage beantworten, ob denn auf den Erosionsterrassen von Beginn an keine oder allenfalls verstreut Gerölle gelegen haben oder ob eine primär dichtere Bedeckung erst später ohne direkte Einwirkung des Flusses abgetragen wurde. Ein schönes Beispiel für die letztgenannte Möglichkeit führt SEIDENSCHWANN (1987: 112 ff.) aus der Umgebung von Maintal-Hochstadt an. Dort sind Mainkiese der t3-Terrasse durch postsedimentäre Abtragung nur noch in Eiskeil-Pseudomorphosen erhalten geblieben.



Abb. 10. Rinne mit bräunlichen t6-Kiesen über grauem t1-Sand. Oberhalb des Spatens ist eine nur wenige Meter breite Rinne mit t6-Kiesen (2) gefüllt. Beiderseits davon treten die liegenden t1-Sande (1) an die Oberfläche. ICE-Einschnitt NW Frankfurter Flughafen an der Grenze t4- zur t6-Terrasse des Mains (GK 25, Bl. 5917 Kelsterbach).

4. Datierung von Terrassen

Wie in vielen Mittelgebirgstälern, so könnte man auch im Unterraingebiet pro Eiszeit mit einer Terrasse rechnen. Ein derartiges Vorgehen erscheint indes heute völlig inakzeptabel, wenn man allein die große Zahl von Kaltklima-Einbrüchen berücksichtigt, die sich in den Tiefseesedimenten widerspiegeln. Mit BRUNNACKER (1990: 61) ließe sich allerdings einwenden, dass es in der Regel schwierig ist, eine Verbindung zwischen dem „Geschehnisablauf“ im marinen und im terrestrischen Bereich herzustellen. Seit langem ist bekannt, dass in den Mittelgebirgstälern zumindest zwei, stellenweise auch mehr Niederterrassen vorkommen (u.a. KULICK & SEMMEL 1968; SCHIRMER 1990; URZ 2003). Offensichtlich blieben bestimmte Terrassenreste generell besser als andere erhalten. Die Gründe für diese Differenzierung sind derzeit noch unbekannt.

Das letztkaltzeitliche Alter der t7- und der t6-Kiese im Unterraingebiet wird als gesichert angesehen. Funde von synsedimentären Resten des jungpleistozänen *Mammonteus primi-*

genius (SEMMEL 1969: 77) und eines Craniums von *Homo sapiens sapiens* mit einem Radiocarbon-Alter von $31\,200 \pm 600$ BP, Fa 5 (PROTSCH & SEMMEL 1978), erlauben diese Aussage. Für eine solche zeitliche Einstufung sprechen die Deckschichten auf den t6-Kiesen, vor allem die randlichen Lössdecken jungwürmzeitlichen Alters (SEMMEL 1969: 77; SEIDENSCHWANN 1993: 83). Diese Anmerkung bekommt besonderes Gewicht angesichts der neuerdings in der Presse (z.B. SCHULZ 2004) geäußerten Bedenken hinsichtlich der Datierungen im Institut für Anthropologie der Universität Frankfurt am Main.

Auf der nächsthöheren t5-Terrasse ist dagegen im Löss noch ein fossiler Bt-Horizont gefunden worden (SEMMEL 1969: 73 f.). An anderer Stelle blieb unter dem Löss ein fossiler Bt-Horizont auf dem Hochflutlehm des t5-Kieses erhalten (SEMMEL 1980b: 36). Unter der weitgehend akzeptierten Annahme, dass „...Bt-Horizonte normaler Prägung...“ (FINK 1973: 426) in Mitteleuropa nur in Warmzeiten gebildet wurden, müsste die-

ser Horizont in die letzte Warmzeit gehören und der liegende t5-Kies demnach mindestens in die vorletzte Kaltzeit. Dem würde auch der einzige bisher bekannte Fossilienfund aus dem t5-Kies nicht widersprechen, bei dem es sich um Molaren von *Elephas trogontherii*-*Elephas primigenius* handelt (SCHEER 1976: 78 f.), eines Großsäugers, der in der letzten Kaltzeit nicht mehr lebte. Andererseits ergaben Radiokarbon-Datierungen von Stoßzähnen aus dem t5-Kies Modellalter von ca. 25 000 und ca. 31 000 BP (SCHEER 1976: 79), mithin ähnliche Alter wie das des Craniums aus dem t6-Kies. Wenn letzteres Alter für zuverlässiger gehalten wird, so lässt sich das damit begründen, dass das Schädeldach einer jungen Frau gehörte („Kelsterbacher Dame“), die morphologisch bereits eindeutig dem „Modernen Menschen“ zugehörte, der erst nach der letzten Warmzeit lebte (FIEDLER 1989: 41).

Generell darf wohl festgehalten werden, dass mit verschiedenen Methoden gewonnene Altersdaten nicht nur oftmals widersprüchlich sind, sondern auch verschiedene Aussagen zulassen. Ein in dieser Hinsicht „überzeugendes“ Beispiel ist die methodisch außerordentlich vielseitig untersuchte Sedi-mentabfolge in der Ziegelei Alzenau am Spessart, wo der Haupt-Autor (JUVIGNÉ et al. 1994: 247) resignierend feststellt, es gebe vier verschiedene Lösungsmodelle. Wahrscheinlich sei das letztangeführte richtig: „All models are wrong!!!“

Da paläontologische und Datierungen mit geophysikalischen Methoden nur in Ausnahmefällen möglich und dann eben auch noch häufig mit Zweifeln behaftet sind, hat die Datierung der Terrassen mit Hilfe der Deckschichten-Gliederung große Bedeutung gewonnen. So ist auch im Untermain-gebiet verfahren worden (SEMMELE 1969; SCHEER 1976; SEIDENSCHWANN 1980; RENFTEL 1998). Hier half und hilft die Lössdecken-Gliederung des Öfteren. Am Beispiel der t6- und der t5-Terrasse wurde das bereits erörtert. Damit stimmt überein, dass auf der t4-Terrasse an manchen Stellen zwei fossile Bt-Horizonte gefunden wurden, auf der t3-Terrasse zwar auch nur zwei, auf der t2-Terrasse jedoch mindestens drei (SEMMELE 1969: 60) oder sogar noch mehr (SEIDENSCHWANN 1987: 118).

Ordnet man jeden fossilen Bt-Horizont einer Warmzeit zu, ergeben sich plausible stratigraphische Abfolgen. Dennoch darf nicht übersehen werden, dass Bt-Horizonte auf Löss selbst in Klimaten entstehen, die wesentlich kälter sind als mitteleuropäisch warmzeitliche (SEMMELE 1967). Dieser Hinweis ist bei jeder entsprechenden Datierung im Untermain-gebiet gegeben worden (SEMMELE 1969: 60, 65, 68, 71, 74). Da die fossilen Bt-Horizonte für die Datierung der Terrassen ein wichtiges – oder besser **das** – Hilfsmittel sind, erscheint ein kurzer Überblick über den augenblicklichen Stand der Diskussion auf diesem Gebiet angebracht.

Die Überzeugung, zumindest im Jungwürm-Löss gebe es im engeren Mitteleuropa keine fossilen Bt-Horizonte intensiver Ausprägung, stützt sich auf Befunde, die die Inqua-Löss-Kommission erarbeitete, und die in Österreich (FINK 1954), in benachbarten Gebieten Tschechiens (KUKLA 1969), in Mittel-

deutschland (HAASE et al. 1970; UNGER & RAU 1959; RAU 1995), in Bayern (BRUNNACKER 1956) und in Hessen (SCHÖNHALS et al. 1964) gewonnen wurden. Von schwächeren fossilen Bt-Horizonten im älteren Würmlöss berichten bereits ROHDENBURG & MEYER (1966) und MEYER & ROHDENBURG (1982). Später kommen ähnliche Beobachtungen von BIBUS et al. (1996) und GULLENTOPS & MEIJS (2002) hinzu. Auch die beiden jüngeren fossilen Bt-Horizonte der „Löß-Boden-Folge des Oberpleistozän im Niederrhein-Maas-Gebiet“ (SCHIRMER 1999: 84 ff.) sind allem Anschein nach schwächer entwickelt, wie schließlich auch etwa zeitgleiche Bildungen in der Bretagne (MONNIER & VAN VLIET-LANOË 1986).

Abweichend davon lassen sich im Profil Koblenz-Metternich (u.a. BOENIGK et al. 1999) zwei vielleicht im älteren Würm entstandene fossile Bt-Horizonte makroskopisch kaum von dem als eemzeitlich angesehenen Boden unterscheiden. Die im Labor ermittelten Tongehalte sind in beiden Horizonten allerdings geringer als in den benachbarten Humuszonen, soweit dies den graphischen Darstellungen entnommen werden kann (BOENIGK et al. 1994: 297). Möglicherweise sind tonreichere Partien der Bt-Horizonte abgetragen.

Wenn auch bei solchen Vergleichen die regionale Differenzierung der Bodenbildungs-Faktoren, vor allem Unterschiede im Ausgangssubstrat berücksichtigt werden müssen, außerdem Zweifel an der stratigraphischen Zuordnung nicht auszuschließen sind (SEMMELE 1999b), ist bei einem einzelnen vorliegenden fossilen Bt-Horizont oder dessen Reste die Frage nicht mit letzter Sicherheit zu beantworten, ob er interglazial oder interstadial gebildet wurde (vgl. auch SCHIRMER 1999: 86 ff.). Bezogen auf das Untermaingebiet darf bis dato aber wohl gelten, dass dort nirgendwo ein intensiver fossiler Bt-Horizont oder dessen Reste nachzuweisen waren, der mit Sicherheit jünger als die letzte Warmzeit ist. Es sind allenfalls Anklänge von Tondurchschlammung im Bereich der Mosbacher Humuszonen des älteren Würms gefunden worden (u.a. BIBUS et al. 1996: 30 ff.; Semmel 1969: 71 f.). „Interglaziale Bodenkomplexe“, wie sie SCHIRMER (1999: 88) aus dem Niederrhein-gebiet beschreibt, waren nirgendwo aufgeschlossen.

Von den zahlreichen Profilen im Untermaingebiet, in denen die Abfolge der drei Mosbacher Humuszonen aufgeschlossen war bzw. ist, wurden bisher die Abfolgen im Steinbruch Mainz-Weisenau der Heidelberger Zement AG am eingehendsten untersucht (SEMMELE 1996). In mehreren Dellentälchen sind dort wie im gesamten Untermaingebiet innerhalb und oberhalb des Komplexes der drei Mosbacher Humuszonen bisher keine fossilen Bt-Horizonte gefunden worden (SEMMELE 2003: 55 f.). In keiner Humuszone gibt es einen Beleg für deren etwaige interglaziale Bildung. Die Pollen- und Molluskfunde sprechen für ein noch recht warmes Interstadial-Klima mit Nadelwald zur Bildungszeit der beiden älteren Mosbacher Humuszonen (BIBUS et al. 2002: 11). Eine zeitliche Parallelisierung mit den Frühweichsel-Interstadialen Brörup und Odderade im nördlichen Mitteleuropa ist nahe liegend, ebenso mit

den „Würm-Interglazialen“ St. Germain I und II in den Süd-Vogesen. Dort ist allerdings jeweils warmzeitliche Laubwaldvegetation nachgewiesen, ein Unterschied, der sich durch einen Nord-Süd-Klimagradienten erklären ließe. Letztere Annahme (SEMMEL 1999b: 131) würde sich den Darstellungen von MÜLLER (2001: 80 ff.) über die regionale Vegetationsentwicklung zu Beginn der letzten Kaltzeit im nordwestlichen Alpenvorland gut einfügen.

Versucht man, Ergebnisse „absoluter“ Datierungsverfahren im Weisenauer Steinbruch heranzuziehen, so bleibt zunächst festzuhalten, dass gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen keine wesentliche Hilfe brachten (BIBUS et al. 1996: 35 ff.; SEMMEL 1996a: 15). Von verschiedener Seite ausgeführte Lumineszenz-Datierungen ergaben für den Bereich der älteren beiden Mosbacher Humuszonen Werte von ± 90 bis ± 124 ka (ZÖLLER 1995: 95), von ± 70 bis ± 113 ka (FRECHEN & PREUSSER 1996: 54) und von ± 50 bis ± 90 ka (RADTKE et al. in SEMMEL 2001b: 121), wobei an dieser Stelle nicht auf Unterschiede der Untersuchungsverfahren eingegangen wird.

Auf dieser Basis die beiden älteren Mosbacher Humuszonen in die Oxigen-Isotopen-Stadien 5a und 5c stratigraphisch einzuordnen, entbehrt nicht der Spekulation. Vertretbarer erscheint die Auffassung, die Lumineszenz-Daten sprächen – von „Ausreißern“ abgesehen – für eine Sedimentbildung der beiden Humuszonen im älteren Würm. Im Übrigen liegen die von FRECHEN & PREUSSER (1996) für diesen Bereich gemessenen Alter mit den Daten des Unterwürm-Komplexes in Koblenz-Metternich im gleichen Zeitrahmen. Dort sind aber insgesamt nicht drei, sondern mindestens fünf Humuszonen und außerdem zwei Bt-Horizonte ausgebildet, die den OIS 5a bis 5d entsprechen sollen (WEIDENFELLER et al. 1999: 19).

Bei der Diskussion über die Ursachen dieser doch erheblich differierenden und die Löss-Pedostratigraphie in Frage stellenden Befunde darf neben anderen (vgl. dazu SEMMEL 1999b: 122) nicht übersehen werden, dass an steilen Hängen durch Rutschungen etc. Überlagerungen eintreten können. Ein entsprechendes Beispiel beschreibt RÖSNER (1990: 83 ff.) aus Mainfranken, wo mit blockartigen Überwanderungen von Bt-Horizonten im Altwürm gerechnet wird. Im verlagerten Bt-Material sei danach erneut Ton durchgeschlämmt worden, so dass heute drei verschiedene fossile Bt-Horizonte vorlägen, die aus dem letztinterglazialen Boden hervorgegangen seien. Auf ähnliche Weise ist auch wohl ein scheinbarer Bt-Horizont in der früheren Ziegeleigrube Ostheim nördlich Hanau entstanden, der vom Autor (SEMMEL 1967: 240) als normale in situ-Bildung angesehen wurde (Richtigstellung durch SABELBERG et al. 1976: 113). In Wirklichkeit handelte es sich um ausnahmslos verlagertes Bt-Material hohen Tongehalts, in dem postsedimentär erneut parziell Ton durchgeschlämmt wurde.

Gleichwohl führte es wohl zu weit, sämtliche würmzeitlichen Bt-Horizonte auf solche oder ähnliche Weise erklären zu wollen. Vielmehr dürften regional bedingte klimatische Abweichungen im älteren Würm Mitteleuropas nicht auszu-

schließen sein, wie es z.B. schon MEYER & ROHDENBURG (1982: 303) vermuten.

Ein „Zuviel“ an fossilen Böden, wie in den vorstehenden Fällen diskutiert, ist allerdings die große Ausnahme, wenn man mit Hilfe der Löss-Deckschichten Terrassen datieren möchte. Im Normalfall fehlen vielmehr fossile Böden, weil die Deckschichten viele Ausräumungs-Diskordanzen aufweisen, entsprechend der Äußerung Karl Brunnackers, wonach die Quartärstratigraphie eine Stratigraphie der Lücken sei. Innerhalb der Terrassenfolge im Untermaingebiet ist das anschaulich am Beispiel der t4-Terrasse des Mains zu zeigen, deren Alter allein anhand ihrer Lössdecke fixiert wird, in der zwei fossile Bt-Horizonte vorkommen. Diese sind aber, sieht man von Nebentälern ab (SEIDENSCHWANN 1993: 81 und 95), bisher nur an drei Stellen zwischen Hattersheim und Weilbach gefunden worden. Im gesamten übrigen Untermaingebiet zwischen dem Spessart-Engtal und Mainz fehlen entsprechende Beobachtungen (STREIT 1971: 163; RENFTEL 1998: 91; SEIDENSCHWANN 1993: 81; SCHEER 1974: 95; SEMMEL 1980b: 35 f.; 1999: 65). Auch in der derzeit geöffneten großen Kiesgrube Gaul östlich Flörsheim-Weilbach (GK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main) ist auf mehr als 1 000 m Aufschlusswand nur immer ein fossiler Bt-Horizont zu finden.

Eine ähnliche Situation lag in diesem Gebiet bereits vor mehr als 30 Jahren vor (SEMMEL 1969: 71; 1972: 67). Nur im NE des heutigen Naturschutzgebiets „Weilbacher Kiesgruben“ ist im Übergang zum Kastengrund eine mit Löss gefüllte Delle gefunden worden, in der ein weiterer fossiler Bt-Horizont und die drei Mosbacher Humuszonen lagen (vgl. auch Photo 1 in SEMMEL 2001a: 16). Gut 1 km WSW davon waren in der ehemaligen, nunmehr verfüllten „Kiesgrube am Autoschrottplatz“ wenig später über t4-Kies gleichfalls zwei fossile Bt-Horizonte aufgeschlossen (SEMMEL 1974: 194 f.). Das Profil (GPS-Wert etwa R 346033, H 554591) wurde auf der Exkursion B der Deuqua-Tagung in Hofheim am Taunus 1974 besichtigt (SEMMEL ib.: 172).

Dieses Profil liegt nahe der Kante zur t3-Terrasse, die östlich davon ansteigt. Dort ist in die t3-Kiese ein später komplett aufgefülltes Tälchen eingeschnitten, in dem über Taunuskies Löss mit einem fossilen Bt-Horizont und zwei Humuszonen liegt (GPS-Position R 346054, H 554608). Darüber folgt wiederum Löss mit einem fossilen Bt-Horizont und drei Humuszonen. Der Taunuskies lässt sich mit dem Kies der t4-Terrasse verbinden, ist also sicher zur gleichen Zeit sedimentiert worden. Das Profil wurde bei SEMMEL (1968a: 21 f., 116 f., Abb. 3, 33) näher beschrieben. Der untere Bt-Horizont soll eine Bildung der vorletzten Warmzeit sein, die darüber liegenden beiden („Weilbacher“) Humuszonen werden als frühinterstadiale Bildungen der vorletzten Kaltzeit angesehen und der obere fossile Bt-Horizont mit den drei Mosbacher Humuszonen in die letzte Warmzeit und in die Würm-Kaltzeit eingestuft.

Die stratigraphische Zuordnung beruht wesentlich darauf, dass an anderen Orten genau zwischen diesen beiden „Boden-

komplexen“ größere Lössmächtigkeiten liegen, in denen z.B. später die „Bruchköbeler Nassböden“ (BIBUS 1974) gefunden wurden. Im Steinbruch Mainz-Weisenau enthält der Löss dieser Nassböden eine Molluskenfauna, die eindeutig hochglaziales Klima belegt (BIBUS et al. 1996: 34). Hiergegen ließe sich einwenden, dass auch im Löss unter der ältesten Mosbacher Humuszone bereits eine hochkaltzeitliche Molluskenfauna gefunden wurde (SEMMELE 1999c: 57 und Tab. 2), jedoch liegt hier offensichtlich eine Mischfauna vor, deren kaltzeitliche Vertreter zwar kaltzeitliches Klima anzeigen, aber kein hochkaltzeitliches (BIBUS et al. 2002: 7). Demnach ist es also auch aufgrund paläontologischer Kriterien berechtigt, den Komplex mit den Weilbacher Humuszonen und den mit den Mosbacher Humuszonen in zwei verschiedene Kaltzeiten einzuordnen.

Im heutigen Aufschluss der Kiesgrube Gaul bei Weilbach, der fast die gesamte Breite der mit mächtigem Löss bedeckten t4-Terrasse umfasst, ist nirgendwo ein zweiter (jüngerer) fossiler Bt-Horizont mit hangenden Humuszonen freigelegt. Dagegen kann der untere fossile Bt-Horizont fast durchgehend verfolgt werden. Das gilt allerdings nur im ehemals ebenen Gelände. Nahe der Kante zur t3-Terrasse steigt der fossile Boden bis dicht an die heutige Oberfläche an. Er ist hier später aber wegen der starken Neigung bis auf den Cc-Horizont reduziert worden. Sein Liegendes bildet mächtiger Löss, dem erst in mehreren Metern Tiefe geschichtete Hangsedimente (Lösslehm) und schließlich (fossilfreier) Hochflutlehm folgen.

Zugleich macht sich eine bereits im Kap. 2 beschriebene Zweiteilung bemerkbar: Während im Norden und Westen des Aufschlusses über dem t4-Kies nur Hochflutsedimente und Löss liegen, trifft man im Südosten darüber noch eine bis ein Meter mächtige Mainskieslage an. Dieser Kiessedimentation folgte eine Zerschneidungsphase. Danach wurde erneut Löss sedimentiert, aus dem der fossile Bt-Horizont hervorging.

In einigen flachen Rinnen ist dieser Boden später wieder erodiert worden (Abb. 7). In die Rinnen wurde zunächst ein Lehm geschüttet, auf dem sich ein staunasser Boden bildete mit vielen Fe-Mn-Konkretionen. Von dem Boden sind nur partiell Reste erhalten geblieben. Der größte Teil der Rinnen ist – wie schon im Kap. 2 erwähnt – mit einem grauen Schluff gefüllt, bei dem es sich um verlagertes Material eines Oberbodens handelt, der lang andauernd vernässt war (Stagnogley). Die Vernässung dauerte auch in den Rinnen an, so dass an manchen Stellen Nassgleye mit Anmoor-Tendenz entstanden. Leider sind diese pollenfrei (Untersuchung durch Herrn Dr. Kalis, Frankfurt a.M.). Ähnliche Effekte einer „Nassbleichung“ wurden auch auf den ansonsten leuchtend rostfarbigen t3-Kiesen beobachtet (SEMMELE 1969: 67), wo zwar in Rinnen nicht grauer Schluff liegt, sondern grauer Mainskies, der eisenverarmt ist. Zu jener Zeit war offenbar selbst im groben Kies die Drainage nicht gut, weil der Mainspiegel als Vorfluter zu hoch lag. Daraus lässt sich wiederum auf ein relativ hohes Alter der Ablagerungen schließen, denn der Höhenunterschied zum heutigen Main beträgt mehr als 20 m.

Die grauen Rinnenfüllungen schneiden eine Diskordanz, auf der humoser Lehm liegt (Abb. 7). An seiner Basis ist ein deutlicher Cc-Horizont ausgebildet. Es handelt sich bei dem humosen Material um eine Humuszone. Ihr liegt Lösslehm mit einer weiteren Humuszone auf. Diese Humuszone schneidet wiederholt die liegenden Schichten bis zum braunen fBt-Horizont (Abb. 8).

Die obere Humuszone spiegelt stellenweise gemeinsam mit dem grauen Schluff und dem Bt-Horizont scheinbar das Bild einer degradierten Schwarzerde mit Ah/Al/Bt-Profil wider (Abb. 11). Dass es solche Böden auch in diesem Gebiet geben kann, ist mit Beispielen aus dem Holozän wahrscheinlich gemacht worden (SEMMELE 2001c: 113), der sichere Nachweis eines pleistozänen Bodens dieses Aufbaues steht aber wohl noch aus. Im hier angeführten Profil zeigt der Cc-Horizont unter der Humuszone die zeitliche Differenzierung in der Entwicklung zusätzlich an. Es handelt sich also nicht um eine degradierte Schwarzerde, sondern um eine mehrschichtige Abfolge, deren pedologische Horizonte zu verschiedenen Zeiten entstanden.

Die obere Humuszone wird von einer Kieslage geschnitten, die maximal 30 cm stark ist und überwiegend aus Mainmaterial besteht (Abb. 8). Im östlichsten Teil des Aufschlusses wird allerdings der Anteil der Taunusschotter dominant, so dass hier wohl eine Kieslage eines Vorläufers des Kastengrunds vorliegen könnte. Dafür spricht auch, dass die Gerölle stellenweise quer zu den Main-Sedimenten eingeregelt sind.

Im Löss über der oberen Humuszone ist ein den gesamten Aufschluss durchziehender Cc-Horizont zu finden, dessen bis 10 cm große Lösskindel senkrecht stehen, also nicht verlagert sind. An einigen Stellen blieb zwischen ihnen ein brauner toniger Lehm erhalten, der einer intensiven Bodenbildung zugerechnet werden muss. Da eine Humuszone mit derartigen mächtigen Lösskindeln im Cc-Horizont in diesem Gebiet bisher nicht bekannt geworden ist, darf der Cc-Horizont mit einiger Berechtigung einem fossilen Bt-Horizont zugerechnet werden, der später abgetragen wurde. Dieser Horizont kann nur dem fossilen Bt-Horizont entsprechen, der in der näheren Umgebung vereinzelt gefunden und als Boden des letzten Interglazials gedeutet worden ist.

Über dem Kindl-Horizont fehlen indessen in dieser Kiesgrube sowohl die Mosbacher Humuszonen als auch andere Leithorizonte des mittleren Würmlösses. Nur der „Lohner Boden“ in einer Übergangsform zum rötlichbraunen „Hainerberger Boden“ (SCHÖNHALS et al. 1964) ist als bräunlicher, feinplattiger und dichter Horizont ebenfalls durchgehend erhalten. Im hangenden Jungwürm-Löss findet man nur einen Nassboden, der vermutlich dem E2-Nassboden (SCHÖNHALS et al. 1964) entspricht. Der Eltviller Tuff (SEMMELE 1967a) fehlt. Der Jungwürm-Löss ist in der SW-Ecke der Grube in mehrere Eiskeil-Pseudomorphosen eingesunken.

Aus der langjährigen Beobachtung der Aufschlüsse im Bereich des Kastengrunds lässt sich ableiten, dass der jetzt auf-

geschlossene fossile Bt-Horizont dem unteren fossilen Bt-Horizont in den früher publizierten Profilen entspricht und die beiden hangenden Humuszonen demnach als Weilbacher Humuszonen anzusehen sind, die zu Beginn der vorletzten Kaltzeit entstanden. Das heutige Aufschlussbild erlaubt diese stratigraphische Zuordnung kaum, sondern würde eher die Annahme eines jungpleistozänen Alters der Bodenfolge nahe legen, wobei die Ursachen des kräftig ausgebildeten Cc-Restes über der „Oberen Weilbacher Humuszone“ nicht befriedigend erklärt werden könnten.

Die vorstehend beschriebene Deckschichtengliederung der t4-Terrasse des Mains soll zeigen, dass trotz großer Lücken in den Deckschichten ein relativ genaues Mindestalter des t4-Kieses ermittelt werden kann. Demnach ist dieser sehr wahr-

scheinlich älter als die vorletzte Warmzeit. Dieser Schluss, um es zu wiederholen, ist aber nur möglich, weil der Diskordanz mit dem starken Cc-Horizont ein warmzeitliches Alter zuerkannt wird und in benachbarten Profilen im Bereich dieser Diskordanz ein zweiter fossiler Bt-Horizont gefunden wurde. Das Mindestalter wird hinfällig, wenn auch im Untermaingebiet sich nachweisen lässt, dass die Annahme warmzeitlicher Bildung der beiden fossilen Bt-Horizonte nicht zutrifft. Vielleicht geben inzwischen begonnene Lumineszenz-Datierungen durch Herrn Prof. Dr. Frechen, Hannover, weitere Hinweise zur Stratigraphie. Indessen ist damit zu rechnen, dass die schlechte Qualität des Substrates (starke Verlagerung, Durchmischung mit Material von Krotowinen etc.) sichere Ergebnisse kaum zulässt.



Abb. 11. Fossiler Bt-Horizont und Humuszone.

Basal ist Löss (1) aufgeschlossen, der über dem Hochflutlehm der t4-Terrasse liegt. Der Löss trägt einen sehr intensiv ausgeprägten braunen Bt-Horizont (2) mit basalen großen CaCO_3 -Konkretionen. Auf dem Bt-Horizont folgt – getrennt durch eine Diskordanz mit kleinen Geröllen – eine Schicht helleren Lösslehms (3). Am unteren Ende des Spatenstiels beginnt humoser Lösslehm mit einem Cc-Horizont. Das Solum dieses Bodens (Humuszone (4) ist von Krotowinen durchsetzt.

Über dem humosen Material liegen Schichten helleren und bräunlichen Lösslehms, die von unverlagertem Löss (5) überdeckt werden. Dieser nur etwa 30 cm mächtige, im Unterschied zu dem sekundär aufgekalkten Liegenden stark kalkhaltige Löss schließt mit einem Cc-Horizont (6), dessen CaCO_3 -Konkretionen steil stehen und bis 10 cm stark werden. Der Cc-Horizont wird als Rest einer kräftigen Bodenbildung (Bt-Horizont) gedeutet.

Im (nicht freigelegten) Hangenden folgt Löss mit dem „Lohner Boden“ (7) und dem E2-Nassboden (8), deren Lage jeweils an den Absonderungsstellen zu erkennen ist. Den Abschluss des Profils bildet ein Rest der Parabraun-erde (9) an der heutigen Oberfläche.

Kiesgrube Gaul W Kastengrund (GPS-Position R 346095, H 554627).

5. Zusammenfassung

Bei der Festlegung von Terrassengrenzen spielen tonige und deshalb besonders liquide Substrate eine bedeutsame Rolle, weil sie bei der Feldaufnahme nicht sicher von anstehenden tonigen Gesteinen zu unterscheiden sind. Durch solche Substrate hervorgerufene Überlagerungen von Terrassengrenzen lassen sich meist nur in Aufschlüssen erkennen. Entsprechende Fließerden und Rutschungsschollen entstanden oft an Terrassenkanten, jedoch auch an tektonischen Schollenrändern und an periglazialen Aufpressungen. Letztere bildeten sich vorzugsweise im Bereich wasserwegsamere Störungszonen.

Außer Überlagerung erschwert häufig postsedimentäre Erosion an Terrassengrenzen deren exakte Festlegung, wenn näm-

lich verschieden alte, jedoch petrologisch gleiche Kiese aufeinander liegen. Solche Situationen lassen sich gleichfalls nur in Aufschlüssen erkennen.

Die Datierung von Terrassen basiert weitgehend auf der paläopedologischen Gliederung der Deckschichten. Hier ist nach wie vor umstritten, ob jeder fossile Bt-Horizont einer echten Warmzeit entspricht. Im Untermaingebiet sind bisher keine fossilen Bt-Horizonte gefunden worden, die zweifelsfrei in der letzten Kaltzeit entstanden. Paläontologische und geophysikalische Datierungen zeigten des Öfteren widersprüchliche Ergebnisse.

6. Schriftenverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl.: 392 S.; Hannover.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**: 166–182; Öhringen.
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Über die Auswirkung quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. – *Catena*, **4**: 385–408; Giessen.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwurm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D20**: 21–52; Frankfurt a.M.
- BIBUS, E., RÄHLE, W. & WEDEL, J. (2002): Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwurmabschnitts im Lößprofil Mainz-Weisenau. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **51**: 1–14; Stuttgart.
- BIRKENHAUER, J. (1971): Vergleichende Betrachtung der Hauptterrassen in der rheinischen Hochscholle. – *Köln. geogr. Arb., Festschr. K. Kayser*: 99–140; Köln.
- BÖKE, E. (1976): Schichtenausbildung und Lagerungsverhältnisse am Ostrande des nördlichen Oberrheingrabens bei Neu-Isenburg (Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **104**: 225–231; Wiesbaden.
- BOENIGK, W. (1978): Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden. – *Mainzer naturwiss. Archiv*, **16**: 91–126; Mainz.
- BOENIGK, W. & HOSELMANN, C. (1991): Zur Genese der Hönninger Sande (unterer Mittelrhein). – *Eiszeitalter & Gegenwart*, **41**: 1–15; Hannover.
- BOENIGK, W., FRECHEN, M. & WEIDENFELLER, M. (1994): Die mittel- und oberpleistozäne Deckschichtenfolge im Naturschutzgebiet „Eiszeitliches Lößprofil“ in Koblenz-Metternich. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **23**: 287–320; Mainz.
- BOENIGK, W., FRECHEN, M. & SCHWEITZER, U. (1999): Mikromorphologische Charakterisierung von Bodenhorizonten der pleistozänen Deckschichten aus Kärlich und Koblenz-Metternich. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **28**: 111–142; Mainz.
- BRÜNING, H. (1974): Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden. – *Rheinmain. Forsch.*, **78**: 57–81; Frankfurt a.M.
- BRUNNACKER, K. (1956): Das Lößprofil in Kitzingen (Unterfranken). – *Germania*, **34**: 3–11; Nürnberg.
- BRUNNACKER, K. (1990): Gliederung und Dauer des Eiszeitalters im weltweiten Vergleich. – In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung*: 55–68; Darmstadt.
- BRUNNACKER, K., STREIT, R. & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau des Quartärprofils von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). – *Mainzer naturwiss. Archiv*, **8**: 102–133; Mainz.
- FICKEL, W. (1986): Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5918 Neu-Isenburg; Wiesbaden.
- FIEDLER, L. (1989): Alt- und Mittelsteinzeit. – *Führer zu archäolog. Denkmälern in Deutschland*, **19**: 38–45; Stuttgart.
- FINK, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß. – *Quartär*, **6**: 85–108; Bonn.
- FINK, J. (1973): Internationale Lößforschung, Bericht der INQUA-Lößkommission. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **23/24**: 415–426; Öhringen.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D20**: 53–66; Frankfurt a.M.
- GÖRG, L. (1984): Das System pleistozäner Terrassen im Unteren Nahetal zwischen Bingen und Kreuznach. – *Marburger geogr. Schr.*, **94**: 202 S.; Marburg.
- GULLENTOPS, F. & MEIJS, E.P.M. (2002): Loess sequences in Northern Haspengouw, Belgian Limburg. – *Terra Nostra*, **02/1**: 80–91; Berlin.
- HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. – *Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsheft* **274**: 99–212; Gotha.
- JUVIGNÉ, E., GEERAERST, R., GEISSERT, F., GREGOR, H.-J., HOTTENROTT, M., HUS, J.J., SEIDENSCHWANN, G. & WALTER, R.C. (1994): A Pleistocene stratotype at Alzenau Vorpessart, Germany. – *Proc. 29th Int'l. geol. congr.*, **Part B**: 237–249; Prag.
- KELLER, T. (1994): Die eiszeitlichen Mosbacher Sande bei Wiesbaden. – *Paläont. Denkmäler in Hessen*, **3**: 15 S.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1969): Bohrungen. – *Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000*, Bl. 5916 Hochheim am Main: 165–195; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1969): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim am Main, 3. Aufl.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E., KOWALCZYK, G. & SEMMEL, A. (1999): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5918 Neu-Isenburg, 3. Aufl.; Wiesbaden.
- KUKLA, J. (1969): Lagerungsverhältnisse und Stratigraphie der Löss. – In: DEMEK, J. & KUKLA, J. (Hrsg.): *Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei*: 4–18; Brno.

- KULICK, J. & SEMMEL, A. (1968): Die geomorphologische und geologische Bedeutung der Paläolith-Station Buhlen (Waldeck). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 347–351; Wiesbaden.
- MEYER, B. & ROHDENBURG, H. (1982): Paläoböden der südniedersächsischen Lößgebiete. – Geol. Jb., **F14**: 298–309; Hannover.
- MEYER, W. & STETS, J. (2002): Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). – Geol. en Mijnbouw, **81**: 217–221; Amsterdam.
- MONNIER, J.-L. & VLIET-LANOE, B. VAN (1986): Les oscillations climatiques entre 125000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la Baie de St-Brieuc. – Bull. de l'Ass. franc. pour l'étude du Quaternaire, **1986 1/2**: 119–126; Paris.
- MÜLLER, U. (2001): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter Profile aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. – Tübinger geowiss. Arb., **D7**: 118 S.; Tübingen.
- PLASS, W. (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5917 Kelsterbach: 206 S.; Wiesbaden.
- PROTSCH, R. & SEMMEL, A. (1978): Zur Chronologie des Kelsterbach-Hominiden. – Eiszeitalter und Gegenwart, **28**: 291–302; Wiesbaden.
- RAU, D. (1995): Rezente und fossile Lößböden in Thüringen. – Arbeitskreis Paläopedologie DBG, Sitzung Jena 1995: 1–11; Jena.
- RENFTL, L.-O. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5819 Hanau: 278 S.; Wiesbaden.
- RÖSNER, U. (1990): Die mainfränkische Lößprovinz. – Erlanger geogr. Arb., **51**: 306 S.; Erlangen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Mitt. DBG, **5**: 1–135; Göttingen.
- SABELBERG, U., MAVROCORDAT, G., ROHDENBURG, H. & SCHÖNHALS, E. (1976): Quartärgliederung und Aufbau von Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen in Bereichen mit Dominanz periglazialer Hangsedimente, dargestellt am Quartärprofil Dreihausen/Hessen. – Eiszeitalter und Gegenwart, **27**: 93–120; Öhringen.
- SCHAEER, H.-D. (1974): Pleistozäne Entwicklung der östlichen Untermainebene. – Diss. Univ. Frankfurt a.M.: 173 S.; Frankfurt a.M.
- SCHAEER, H.-D. (1976): Die pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene. – Geol. Jb. Hessen, **104**: 61–86; Wiesbaden.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse. – Geol. Jb., A 71: 370 S., Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990): Terrassentreppe am Ostrand von Neuwied. – dequa-Führer **1**: 99–104; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1999): Kaltzeiten und Warmzeiten im Löß. – Terrestrische Quartärgeologie: 81–100; Köln.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. – Eiszeitalter & Gegenwart, **15**: 199–206; Öhringen.
- SCHULZ, M. (2004): „Die Regeln mache ich“. – DER SPIEGEL, **84**: 128–131, Hamburg.
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahlgebietes. – Rhein-main. Forsch., **91**: 194 S.; Frankfurt a.M.
- SEIDENSCHWANN, G. (1987): Die mittel- und jungquartäre Flußgeschichte von Main und Kinzig im Hanauer Raum. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., **138/139**: 95–131; Hanau.
- SEIDENSCHWANN, G. (1989): Die pleistozäne Talverschüttung im Kahl- und Kinzig-Gebiet, ihre Gliederung und geomorphologisch-stratigraphische Stellung innerhalb der Terrassenfolgen von Kahl und Kinzig. – Jb. wetterau. Ges. ges. Naturkde., **140/141**: 71–96, Hanau.
- SEIDENSCHWANN, G. (1993): Quartär. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost: 69–110; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1967): Über Prävürmlöse in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 239–241; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1967a): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 104–108, Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1968): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. – Mainzer naturwiss. Archiv, **6**: 360–368; Mainz.
- SEMMEL, A. (1968a): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. Hefte, **45**: 133 S.; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1969): Quartär. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim am Main: 51–99; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1970): Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim a.M.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1972): Fragen der Quartärstratigraphie im Mittel- und Oberrheingebiet. – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., **83**: 61–71, Stuttgart.
- SEMMEL, A. (1974): Stratigraphie des fluvialen Pleistozäns im Untermain-Gebiet. – Rhein-main. Forsch., **78**: 165–173 und 192–197; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1974a): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-main. Forsch., **78**: 9–56; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1977): Geowissenschaftliche Karten und ihre Anwendung in der fachwissenschaftlichen Lehrerausbildung. – Frankfurter Beitr. Didaktik Geogr., **1**: 70–75; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1978): Untersuchungen zur quartären Tektonik am Taunus-Südrand. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 291–302; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1980): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5917 Kelsterbach, 3. Aufl.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1980a): Die geomorphologische Karte als Hilfe bei der geologischen Landesaufnahme. – Berliner geogr. Abh., **31**: 67–73; Berlin.
- SEMMEL, A. (1980b): Quartär. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5917 Kelsterbach: 25–49; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (Hrsg.) (1996): Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der Oberrheinischen Tiefebene. – Frankfurter geowiss. Arb., **20**: 144 S.; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1996a): Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau – Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. – Frankfurter geowiss. Arb., **20**: 11–20; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1999): Quartär. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5918 Neu-Isenburg: 48–72; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1999a): Die pleistozänen Terrassen des Mains in der Isenburger Pforte südlich Frankfurt a.M. – Frankfurter geowiss. Arb., **D25**: 237–255; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1999b): Die paläopedologische Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa – erörtert an Beispielen aus dem Rhein-Main-Gebiet. – Z. geol. Wiss., **27**: 121–133; Berlin.
- SEMMEL, A. (1999c): Loess section of Mainz-Weisenau. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (eds.): Loess in the Middle and Upper Rhine Area: 57–69; Mainz.
- SEMMEL, A. (2000): Fahrt der ICE auf wackeligem Grund? – Forschung Frankfurt, **1/2000**: 56–62; Frankfurt a.M.

- SEMMELE, A. (2001): Warum ist es am Rhein so schön? Geowissenschaftliche Anmerkungen zum geplanten Weltkulturerbe Mittelrhein. – Natur und Museum, **131**: 115–125; Frankfurt a.M.
- SEMMELE, A. (2001a): Der oberflächennahe Untergrund in der Rhein-Main-Landschaft. – Rhein-main. Forsch., **121**: 100 S.; Frankfurt a.M.
- SEMMELE, A. (2001b): Das Quartär am Nordrand des Oberrheingrabens. – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 113–130; Stuttgart.
- SEMMELE, A. (2001c): Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main im Taunusvorland. – Geol. Jb. Hessen, **128**: 107–114; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (2003): Dolinenfüllungen im Mainzer Becken. – Geol. Jb. Hessen, **130**: 49–60; Wiesbaden.
- STREIT, R. (1971): Quartär. – Erl. geol. Kt. Bayern 1 : 25 000, Bl. 6020 Aschaffenburg: 150–185; München.
- UNGER, K.-P. & RAU, D. (1959): Pleistozän des Thüringer Beckens. – Exkursionsführer Jahrestag. DGGW in Weimar 1959; Berlin.
- URZ, R. (2003): Die jungpleistozäne Talfüllung der mittleren Lahn – ein Spiegel der kaltzeitlichen Klimaschwankungen im hessischen Mittelgebirge. – Z. Geomorph., N.F. **47**: 1–27; Berlin.
- WEIDENFELLER, M., BOENIGK, W., FRECHEN, M., HAMBACH, U. & REINDERS, J. (1999): The Late Middle and Upper Pleistocene Loess/Palaeosol deposits of section Koblenz-Metternich, Mosel valley. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (eds.): Loess in the Middle and Upper Rhine Area: 17–30; Mainz.
- ZIEHLKE, C.P. (1999): Bohrungen. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5918 Neu-Isenburg: 140–197; Wiesbaden.
- ZÖLLER, L. (1995): Würm- und Rißlöß-Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten. – Unveröff. Habil.-Schr. Fakultät für Geowiss. Univ. Heidelberg: 199 S.; Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 27.07.2004, angenommen am 12.10.2004



VOLKER WILDE¹, THOMAS M. KAISER² & THOMAS KELLER³

Erste Funde von Blättern aus dem Bereich der mittelpleistozänen Mosbach-Sande von Wiesbaden-Biebrich (Hessen)

Kurzfassung

Aus dem Bereich der mittelpleistozänen Mosbach-Sande von Wiesbaden werden erstmalig einige Blattreste beschrieben. Zwei davon zeigen Ähnlichkeiten zu den Blättern einiger heutiger Pappel- bzw. Espen-Arten (*Populus* L.); zwei weitere gehören wahrscheinlich zu einer Ulme (*Ulmus* L.). Die rezenten Vertreter der betreffenden Gattungen sind heute vorwiegend in gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel anzutreffen. Für die Zeit der Ablagerung der die Blattreste einschließenden Feinklastika wird daher ein Zeitabschnitt mit einem gemäßig-

ten Klima angenommen. Diese Deutung wird durch die Wirbeltier- und Molluskenfauna der mittelpleistozänen Mosbach-Sande unterstützt, die ebenfalls Arten enthält, die zu einer Fauna interglazialer Tönung gestellt werden können. Allerdings ist, da die Funde nicht dem Anstehenden entnommen wurden, der Fundhorizont der Pflanzenfossilien nicht sicher bekannt. Nach lithologischen Indizien ist jedoch ihre Herkunft aus intraformationalen Schluffstein-Geröllen der mittelpleistozänen Mosbach 2-Folge wahrscheinlich.

Abstract

For the first time, leaf remains are described from the Middle Pleistocene Mosbach-Sands of Wiesbaden. Two of them are similar to leaves of extant poplars (*Populus* L.), the other two most probably represent elms (*Ulmus* L.). Most species of both genera today grow in temperate latitudes of the Northern Hemisphere thus suggesting a respective climate for the time of deposition of the fossil leaves. Such a more temperate

climate is supported for a part of the depositional history of the Middle Pleistocene Mosbach-Sands by vertebrates and molluscs. In spite of the fact that the exact origin of the fossils is unknown, due to lithological criteria, the fossiliferous blocks are most probably representing intraformational gravels from the Middle Pleistocene Mosbach 2-succession. Their exact derivation could not be reconstructed.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	132
2. Geologie der Fundstelle	132
3. Mosbach-Sande im Fundgebiet	132
4. Fundumstände	136
5. Alterseinstufung der Funde	136
6. Die Blätter und ihre Deutung	136
7. Ausblick	138
8. Schriftenverzeichnis	138

¹ Dr. V. Wilde (e-mail: volker.wilde@senckenberg.de), Forschungsinstitut Senckenberg, Paläobotanik, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt am Main

² Dr. T.M. Kaiser (e-mail: Kaiser@mail.uni-greifswald.de), Zoologisches Institut und Museum, Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald, Johann-Sebastian-Bach Straße 11–12, D-17489 Greifswald

³ Dipl.-Geol. T. Keller (e-mail: t.keller@denkmalpflege-hessen.de), Landesamt für Denkmalpflege Hessen, Abteilung Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege, Schloss Biebrich, D-65203 Wiesbaden

1. Einleitung

Die mittelpleistozänen Mosbach-Sande sind seit dem 19. Jahrhundert für ihre fossilen Mollusken und Wirbeltiere bekannt. Hier ist insbesondere die Großsäugetierfauna zu nennen. Seit längerem ist bekannt, dass diese Fauna sowohl interglaziale Elemente als auch Arten aufweist, die den Zeitraum einer beginnenden Abkühlung markieren (KOENIGSWALD & TOBIEN 1987); dies gilt auch für die Molluskenfauna (GEISSELT 1970). Aufgrund von Fazies und Diagenese sind Pflanzenreste in den entsprechenden Sedimenten nur ausnahmsweise gut erhalten, so z.B. die sehr kleinen kalkigen Gyrogonite von

Charophyten (Armleuchteralgen). Die in der fluviatilen Fazies häufigen Treibhölzer sind so weit zersetzt, dass hier im Allgemeinen lediglich die Zuweisung zu Laub- bzw. Nadelhölzern ohne eine weitergehende Bestimmung möglich ist (mündl. Mitteilung A. Kreuz, Wiesbaden). Auch Früchte oder Samen sind, so weit überhaupt als solche erkennbar, nicht mehr bestimmbar. Im Sommer 1991 gelang einem der Autoren, T.M. KAISER, nun erstmalig der Fund von fossilen Laubblättern im Bereich der Mosbach-Sande des östlichen Stadtrandes von Wiesbaden.

2. Geologie der Fundstelle

Die hier beschriebenen Pflanzenreste stammen aus dem Areal des damals erst seit einigen Monaten in Abbau genommenen Steinbruchs Ostfeld der Dyckerhoff-GmbH auf dem Rheingauer Feld am östlichen Stadtrand von Wiesbaden. Geologische Situation und Abfolge der tertiären und pleistozänen Ablagerungen dieses Gebietes sind in neuerer Zeit wiederholt beschrieben und diskutiert worden, so z.B. von DERSCH-HANSMANN et al. (1999), KOENIGSWALD & TOBIEN (1987), SEMMEL (2001) und KELLER (2004). Oberhalb der jungtertiären Wiesbaden-Formation (REICHENBACHER & KELLER 2002) stehen im Bereich der Steinbrüche „Kastel“ und „Ostfeld“ des Dyckerhoff-Zementwerks ältere Ablagerungen der Mosbach-Serie (SEMMEL 2001) an. Es sind dies zuunterst grobe kalkfreie Kiese sowie kalkfreie graue und braune Lehme in Wechselagerung, die nach BOENIGK (1978) in das Altpleistozän zu stellen sind; in den genannten Steinbrüchen ist diese altpleistozäne Abfolge jedoch vielfach einzig in Gestalt von zum Teil

sehr lückenhaften Dolinenfüllungen erhalten. Eine artenarme Säugtierfauna aus den betreffenden Schottern wird als Mosbach 1-Fauna bezeichnet. Hangend folgt die mittelpleistozäne $t_{(1)}$ -Terrasse des Mains mit grauen bis ockerfarbigen Sanden und Kiesen, die im Bereich des Steinbruchs Ostfeld eine Mächtigkeit von maximal 11 m erreichen. Seit mehr als ein- einhalb Jahrhunderten wird aus dieser Terrasse bei Wiesbaden eine reiche pleistozäne Fauna geborgen, insbesondere Mollusken und Säugtiere. Letztere stehen als Mosbach 2-Fauna für das säugetierpaläontologische Mosbachium. Die Reste von Kleinsäugetern erlauben eine Einstufung dieser Fauna in das fortgeschrittene Cromer-Interglazial III bzw. ein folgendes Interglazial IV des frühen bis mittleren Mittelpleistozäns (MAUL et al. 2000). Oberhalb der $t_{(1)}$ folgen geringmächtig erhaltene Sedimente der $t_{(2)}$; im Süden des Abbaugbietes greift die $t_{(3)}$ mit einem mächtigeren Schotterkörper in die älteren Sedimente ein.

3. Mosbach-Sande im Fundgebiet

Die mittelpleistozänen Sedimente konnten im Steinbruchareal Ostfeld weiter untergliedert werden in eine Abfolge fluviatiler Sequenzen, die sich durch ihr architektonisches Inventar sowie ihre gegenseitige Überlagerung (Superposition) genügend unterscheiden lassen (Abb. 1). Die Sohle der im Abbaufeld im Jahre 1991 aufgeschlossenen Schichtfolge befand sich bei ungefähr 126 m ü. NN, etwa 3 bis 4 m über der Oberfläche der untermiozänen Wiesbaden-Formation. Im aufgeschlossenen Schichtstoß waren ungefähr 1 bis 2 Profilmeter des höheren Abschnitts der basalen (mittelpleistozänen) Sequenz 1 erschlossen, die jedoch meist verschüttet waren; spätere Beobachtungen beim Abbau der gesamten Schichtfolge ergaben an dieser Stelle für die Sequenz 1 eine Gesamtmächtigkeit von 4 bis 5 m. Erosiv-diskordant lagerte Sequenz 2 mit einer Mächtigkeit von über 3 m auf. Innerhalb dieser Sequenz 2 wurde ein in einer Breite von annähernd

40 m aufgeschlossener Rinnenquerschnitt erkennbar, dessen interne Schichtung eine generelle Schüttungsrichtung nach NW anzeigte (Architekturelemente CH – SB sensu MIALL 1996). Im tieferen Teil dieses großen Sedimentkörpers traten innerhalb lang gezogener SB-Mesoformen die unten erwähnten großen Schluffblöcke auf (Abb. 2, 3). Oberhalb der Sequenz 2 setzten die hier in einer Mächtigkeit von 1,5 bis 2,5 m erhaltenen Ablagerungen der mergelig-schluffigen, wiederum erosiv-diskordant auflagernden Sequenz 3 ein.

Feinklastika in Gestalt schräg geschichteter, laminiertes beziehungsweise auch schichtungsloser gelblicher bis grüngrauer Schluffe und Mergel treten als kennzeichnende Fazies des nach oben feinkörniger werdenden Ablagerungszyklus der Mosbach-Sande in den höheren fluviatilen Sequenzen verstärkt auf (Abb. 1). So erscheinen in den Sequenzen 1 und 2 gelegentlich autochthone mergelige Füllungen alter, vom Haupt-

strom verlassener und abgetrennter Rinnen (CH-Architekturelemente sensu MIALL 1996; Abb. 4, 5). In Sequenz 3 sind solche verfestigten Schluff- bzw. Mergelsteine ausnahmslos als intraformationale Gerölle von Kies- bzw. Block-Korngröße innerhalb schmaler, anastomosierender Rinnen konzentriert (Abb. 6). Sie zeugen von einer umfassenden Aufarbeitung älterer Überflutungs-Ablagerungen in diesem stratigraphischen Niveau. BRÜNING (1968) hat derartige, von ihm „Sandmergelgerölle“ genannte Aufarbeitungsprodukte detailliert aus früheren Steinbruchaufschlüssen beschrieben. In der Entstehung verwandt sein müssen die Schluffblöcke, aus denen mit hoher Wahrscheinlichkeit die Pflanzenreste stammen (s.u.). Diese weichen lediglich in ihrer Größe und der Dimension der sie beinhaltenden Rinnenstrukturen von den zuvor genannten Bildungen ab. Die Häufigkeit ihres Auftretens in dem genann-

ten Rinnenquerschnitt deutet auf die einstige Existenz älterer konsolidierter Überflutungsablagerungen hin, die infolge Seiten- und Tiefenerosion des Stromes losgerissen, transportiert und dann wieder abgesetzt wurden. Der Nachweis von Durchwurzelung in einem der betreffenden Klasten (Abb. 7) deutet auf längerfristig von höheren Pflanzen besiedelte Ablagerungen der Lithofazies *Fr* im Sinne von MIALL (1996) hin.

Als jüngste und den fluviatilen Zyklus abschließende Sedimente sind am Top der genannten Schichtfolge laminierte bis massige gelbliche Schluffe bis Mergel aufgeschlossen (Abb. 8). Bei diesen überwiegt häufig die Mergelkomponente, auch können sie Lagen von Konkretionen enthalten. Zu einer fluviatil-erosiven Aufarbeitung dieser stratigraphisch höchsten Sequenz ist es offensichtlich nicht mehr gekommen.

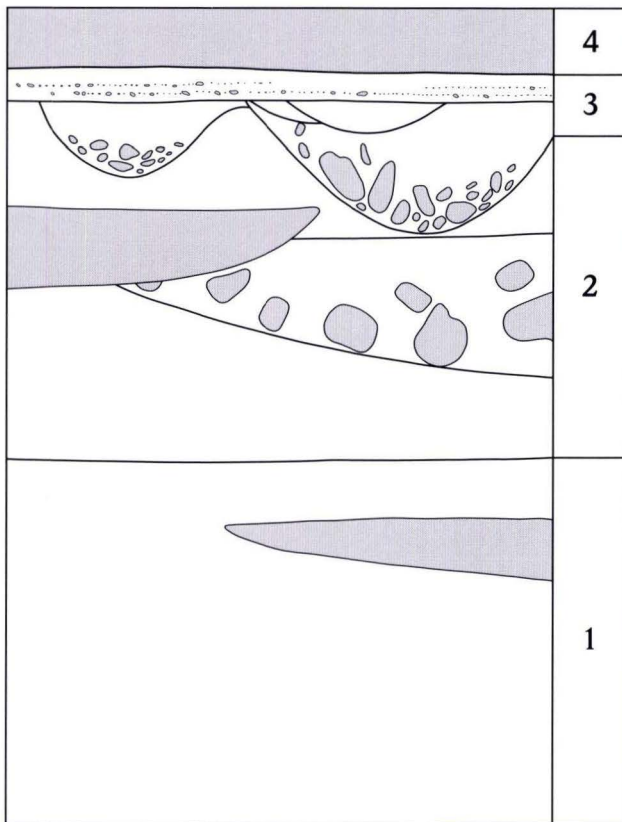


Abb. 1. Schematisches Profil der mittelpleistozänen Mosbach-Sande mit Schluff- und Tonsteineinlagerungen, zumeist als Rinnenfüllungen und Gerölle (grau unterlegt). Leiste rechts: Fluviatile Sequenzen 1 bis 4. (Fotos und Grafiken im Mosbach-Bildarchiv, Landesamt für Denkmalpflege Hessen).



Abb. 2. Schichtfolge mit intraformationalen Schluffblöcken. Mosbach-Sande, Sequenz 2. CH – SB Architekturelemente. Im obersten Meter des Profils schluffig-mergelige Sedimente der Sequenz 3. Abbau Ostfeld, September 1991.



Abb. 3. Großer gerundeter intraformationaler Schluffblock im Anbruch. Mosbach 2-Sande, Sequenz 2. Abbau Ostfeld, September 1991. Meterstab wie bei Abbildungen 4–6.



Abb. 4. Mit Lithofazies F1 gefüllte ehemalige Rinnen-Hohlform (Teilansicht; aufgeschlossene Breite > 42 m). Mosbach 2-Sande, Sequenz 2. Abbau Ostfeld, April 1992.

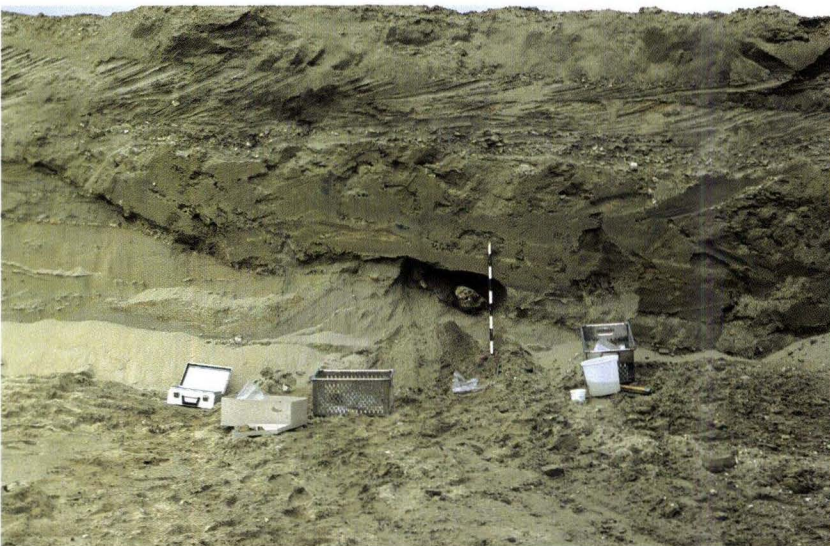


Abb. 5. Schluffig-mergelige Einschaltung als Rinnenfüllung (Teilansicht; aufgeschlossene Breite > 16 m) in sandige SB-Mesoformen. Am Erosionskontakt (bei Meterstab) Unterkieferrest von *Mammuthus cf. trogontherii*. Mosbach 2-Sande, Sequenz 1. Abbau Ostfeld, April 2002.



Abb. 6. Schluffig-mergelige Blöcke und Gerölle als Anreicherung im unteren Teil einer schmalen Rinne der Sequenz 3. Abbau Ostfeld, Mai 1997.



Abb. 7. Handstück aus einem intraformationalen Schluffblock des Mosbach-Profiles mit Durchwurzelungsspuren (Fundnummer 72/91). SM. B 20744. Maßstab eingeteilt in halben Zentimetern.



Abb. 8. Abdeckende Ablagerungen der Überflutungsebene am Top der Mosbach-Schichtfolge. Mächtigkeit der Mergelschicht = 0,9 m. Abbau Ostfeld, März 2004.

4. Fundumstände

Die Blöcke mit den Pflanzenfossilien lagen auf der Trassensohle in einiger Entfernung vom damaligen Schichtstoß, der im vorangehenden Abschnitt beschrieben wurde. Die Fundstelle, die nach der internen Kennzeichnung der Denkmalpflege-Dokumentation als „Fundbereich 1, gebogenes Süd/Südostprofil, W-Abschnitt“ bezeichnet wird, liegt bei R 3448640, H 5545420.

Es wurden drei kleinere Blöcke eines gelblichen, gut geschichteten schluffig-mergeligen Gesteins gefunden, deren Aufspaltung mit dem Messer zur Entdeckung der Pflanzenfossilien führte. Die sofort aufgenommene Suche nach der Herkunft dieser feinkörnigen Fazies ergab im Vergleich mit dem Anstehenden keine eindeutige Zuweisung zu einem faziellen oder stratigraphischen Bezugshorizont. Allerdings waren in

dem nahe gelegenen, in gekrümmter Ausstrichbreite mehr als 50 m messenden Profil die oben genannten großen unregelmäßig gerundeten Schluffsteinblöcke mit Dimensionen von wenigen dm bis zu 1,3 m eingeschaltet (Abb. 2, 3). Sie bestanden aus gut geschichteten gelblichen Schluff- bzw. Schluffmergelsteinen mit gelegentlicher Anreicherung von Feinsand auf den Schichtflächen. Obwohl im Vergleich die Fazies der Fundblöcke trotz großer Ähnlichkeit keine vollkommene Übereinstimmung mit den Blöcken im Anstehenden ergab, wurden auch letztere auf Fossilien untersucht, allerdings ohne Ergebnis. In einem solchen größeren Block fanden sich jedoch die oben genannten Durchwurzelungsspuren (Abb. 8). Die spätere gezielte Nachsuche auf Blattfossilien blieb bisher vergeblich.

5. Alterseinstufung der Funde

Die Herkunft der Blöcke mit den Pflanzenfossilien aus dem oben beschriebenen Profil ist nicht ganz zweifelsfrei zu ermitteln. Bemerkenswert ist der Umstand, dass Ablagerungen, die der Einbettungsmatrix der Blattreste lithologisch weitgehend entsprechen, vor allem im höheren Abschnitt des fluviatilen Mosbach-Zyklus anzutreffen sind. Von Bedeutung für einen Vergleich ist auch der Kalkgehalt, der die Blöcke mit den Pflanzenresten zumindest von den in der Regel kalkfreien Tonsteinen und Überflutungslehmen der altpleistozänen Mosbach 1-Absätze abhebt. Möglicherweise könnten aber noch ältere Ablagerungen mit dem Einbettungssediment der Blätter iden-

tisch sein. So erwähnt BRÜNING (1970) „helle pliozäne Sande“ am Ostrand des Steinbruchs Kastel als Dolinenfüllung, die aber offensichtlich nicht von feinerkörnigen Ablagerungen begleitet waren. Darüber hinaus waren altpleistozäne und/oder pliozäne Ablagerungen im Fundzeitraum mit Sicherheit nicht vom Abbau angeschnitten. Somit kann nach dem derzeitigen Kenntnisstand die Herkunft der Blattfossilien nicht eindeutig geklärt werden, wenn auch eine Herkunft der Pflanzenfossilien aus den intraformationalen Schluffstein-Geröllen der Sequenz 2 des mittelpleistozänen Mosbach 2 wahrscheinlich ist.

6. Die Blätter und ihre Deutung

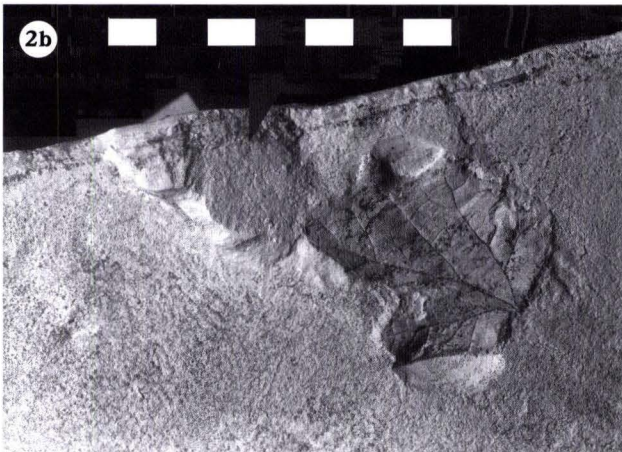
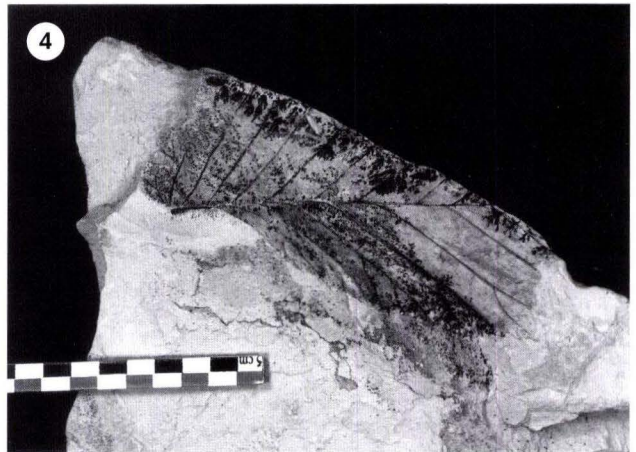
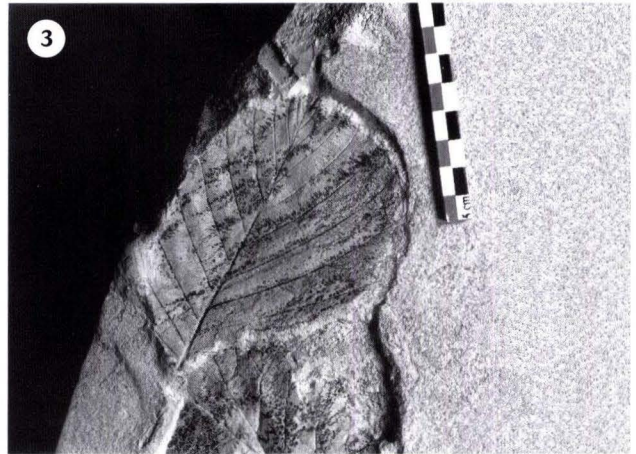
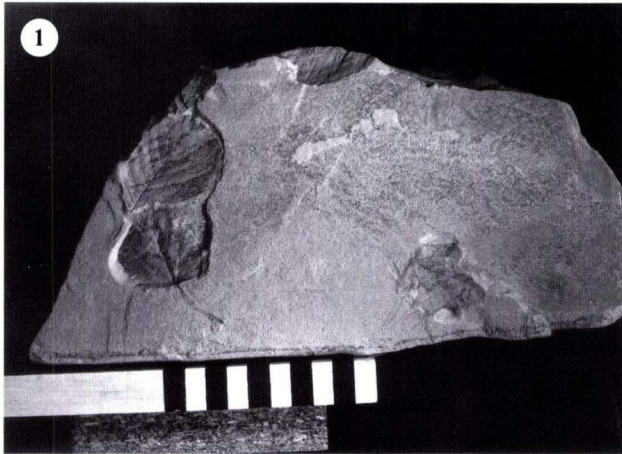
Die hier beschriebenen Blattreste liegen in reiner Abdruckerhaltung ohne Überlieferung von organischer Substanz vor. Die Abdrücke der Blätter werden durch bräunliche Auflagerungen von Limonit („Brauneisen“) optisch hervorgehoben, während schwarze Manganausfällungen Dendriten formen, teilweise aber auch die Konturen der Blattnervatur nachzeichnen. Die betreffenden Fundstücke werden in der Paläobotanischen Sammlung des Forschungsinstitutes Senckenberg in Frankfurt am Main aufbewahrt (SM. B 20744–20746).

Auf einem der Fundstücke (Taf. 1, Fig. 1) sind drei mehr oder weniger vollständig erhaltene Blätter erkennbar, von denen zwei zum gleichen Taxon gehören. Eines davon ist vollständig und lässt sogar noch den verhältnismäßig dünnen Stiel erkennen (Taf. 1, Fig. 2a). Es ist von breit-ovater Gestalt (im Sinne von KRÜSSMANN 1960: Abb. 14s) und zeichnet sich durch einen unregelmäßig welligen bis gelappten Rand aus. Dabei sind die ungleichmäßig verlaufenden Sekundärnerven, von denen das erste Paar am Grund der Blattfläche entspringt, durch Tertiärnerven unregelmäßig grob vermascht. Dieses Blatt weist

größere Ähnlichkeiten zu den Blättern einiger heutiger Pappelarten auf (*Populus* L.; Abbildungen bei KRÜSSMANN 1962), so z.B. solchen der Espe, *Populus tremula* L. (Abbildungen bei SPITZLBERGER 1982). Ein zweites Blatt von diesem Typ (Taf. 1, Fig. 2b) wurde offensichtlich mit gekrümmter Blattfläche eingebettet, was auf Austrocknung des Blattes vor einer raschen Einbettung hindeutet. Der dritte Blattrest von dem Fundstück (Taf. 1, Fig. 3) ist asymmetrisch (besonders ausgeprägt an der Basis) und hat eine obovate bis breit-obovate Gestalt. Von einem gerade durchgehenden Mittelnerv zweigen in einem spitzen Winkel von etwa 45° mehr oder weniger parallel zueinander angeordnete Sekundärnerven ab. Sie verlaufen zunächst gerade, biegen dann leicht nach oben und gehen bis in den offensichtlich unregelmäßig gezähnten Rand durch. Die Tertiärnerven scheinen verhältnismäßig engständig zu sein und verlaufen die Sekundärnerven mehr oder weniger senkrecht; weitere Details der Tertiärnervatur sind erhaltungsbedingt nicht mehr erkennbar. Blätter mit ähnlichen Nervaturverhältnissen können besonders bei den Gattungen *Alnus* MILL., *Betula* L.

(Erle bzw. Birke: *Betulaceae*) und *Carpinus* L. (Hainbuche: *Corylaceae*) sowie *Ulmus* L. (Ulme, *Ulmaceae*) beobachtet werden (Abbildungen bei KRÜSSMANN 1960, 1962). Die basale Asymmetrie der Blattfläche und die zunächst geraden, nach außen hin jedoch leicht nach oben biegenden und manchmal noch gegabelten Sekundärnerven entsprechen dabei insbesondere den Verhältnissen bei Ulmenblättern. Ein weiteres Blatt, das offensichtlich ebenfalls zu diesem Typ gehört, ist auf einem

anderen Fundstück fragmentarisch erhalten (Taf. 1, Fig. 4). Alle genannten Vergleichsgattungen, darunter besonders *Populus* L. und *Ulmus* L., sind heute vorwiegend in gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel anzutreffen (Angaben zur Verbreitung bei KRÜSSMANN 1960, 1962), was ein entsprechendes Klima für die Zeit der Ablagerung der betreffenden Sedimente wahrscheinlich macht. Eine solche Deutung würde gut zu einer Fauna von eher interglazialen Charakter passen.



Taf. 1. Die Blattreste.

Fig. 1. Schluffstein aus einem intraformationalen Block mit drei Blattresten. SM. B 20745. Maßstab eingeteilt in Zentimetern.

Fig. 2a, b. Pappelblätter (*Populus* sp.). SM. B 20745. Maßstab eingeteilt in halben Zentimetern.

Fig. 3. Blatt, das wahrscheinlich zu einer Ulme gehört hat (*Ulmus* sp.). SM. B 20745. Maßstab eingeteilt in halben Zentimetern.

Fig. 4. Weiterer Blattrest, der wahrscheinlich zu einer Ulme gehört hat (*Ulmus* sp.). SM. B 20746. Maßstab eingeteilt in halben Zentimetern.

7. Ausblick

Die spärlichen Blattfunde aus dem Bereich der mittelpleistozänen Mosbach-Sande von Wiesbaden unterstützen die Deutung, dass ein Teil der altbekannten Fauna als interglazial anzusprechen ist. Es handelt sich bei den Pflanzenresten jedoch nur um zwei Taxa, die nicht aus dem Anstehenden geborgen wurden. So muss es weiterhin das Ziel bleiben, diese Funde durch aus dem Profilzusammenhang entnommenes Material zu ergänzen. Nur eine größere Zahl von eindeutig bestimm-

baren Gattungen bzw. Arten würde dann eine Verfeinerung der Klimaaussage anhand von Pflanzenresten ermöglichen.

Danksagung: Wir danken den Steinbruch-Mitarbeitern der Firma Dyckerhoff für bewährtes Entgegenkommen und Unterstützung. Ebenso danken wir Herrn Dr. M. Weidenfeller (Mainz), der durch freundliche Auskünfte zur Lithologie der Fundstücke half.

8. Schriftenverzeichnis

- BOENIGK, W. (1978): Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen. – Mainzer naturwiss. Archiv, **16**: 91–126; Mainz.
- BRÜNING, H. (1968): Fossile mikroklastische bis kryptoklastische Gerölle in Terrassensanden des Rhein-Main-Gebiets und ihr Wert als Kaltzeitindikatoren. – Mainzer naturwiss. Archiv, **7**: 80–98; Mainz.
- BRÜNING, H. (1970): Zur Klima-Stratigraphie der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden (Hessen). – Mainzer naturwiss. Archiv, **9**: 204–256; Mainz.
- DERSCH-HANSMANN, M., EHRENBERG, K.-H., HEGGEMANN, H., HOTTENROTT, M., KAUFMANN, E., KELLER, T., KÖNIGSHOF, P., KÖTT, A., NESBOR, H.-D., THEUERJAHR, A.-K. & VORDERBRÜGGE, T. (1999): Geotope in Hessen (Halt 1: Wiesbaden, Mosbach-Sande). – In: HOPPE, A. & STEININGER, F.F. [Hrsg.]: Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. – Schriftenr. dt. geol. Ges., **8**: 69–126; Hannover.
- GEISSERT, F. (1970): Mollusken aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen). – Mainzer naturwiss. Archiv, **9**: 147–203; Mainz.
- KELLER, T. (2004): Sedimentology and taphonomy of the Middle Pleistocene Mosbach Sands (Germany). 18. Internat. Senckenberg Conference. – Terra Nostra **2004/2**: 131–132; Berlin.
- KOENIGSWALD, W. VON & TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 227–237; Wiesbaden.
- KRÜSSMANN, G. (1960): Handbuch der Laubgehölze, **1**: 1–495; Berlin (Parey).
- KRÜSSMANN, G. (1962): Handbuch der Laubgehölze, **2**: 1–608; Berlin (Parey).
- MAUL, L.C., REKOVETS, L., HEINRICH, W.-D., KELLER, T. & STORCH, G. (2000): *Arvicola mosbachensis* (SCHMIDTGEN 1911) of Mosbach 2: a basic sample for the early evolution of the genus and a reference for further biostratigraphical studies. – Senckenbergiana lethaea, **80** (1): 129–147; Frankfurt am Main.
- MIALL, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits, 582 S.; Berlin (Springer).
- 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; Mainz.
- SEMMELE, A. (2001): Das Quartär am Nordrand des Oberrheingrabens (Exkursion E am 19. April 2001). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 113–130; Stuttgart.
- SPITZLBERGER, G. (1982): Auffallende Heterophyllie (Verschiedenblättrigkeit) bei der Espe (*Populus tremula*). – Naturwiss. Z. Niederbayern, **29**: 80–95; Landshut.

Manuskript eingegangen am 29.11.2004, angenommen am 7.12.2004

Inhalt

Seite 5

A. GOLWER
Die Heilquellen von Bad Soden am Taunus

Seite 33

A. SCHRAFT
Hydraulische Eigenschaften der Kluftgrundwasserleiter Nord- und Mittelhessens

Seite 43

W. VON KOENIGSWALD, K.D. ROSE,
L. GRANDE & R.D. MARTIN
Die Lebensweise eozäner Säugetiere (Pantolestidae und Apatemyidae) aus Messel (Europa) im Vergleich zu neuen Skelettfunden aus dem Fossil Butte Member von Wyoming (Nordamerika)

Seite 55

E. MARTINI & P. ROTHE
Die Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön – Neue Daten zur Genese, zum Alter und zur Fossilführung

Seite 69

M. BÖHME, B. ENGESSER,
E. MARTINI & G. STORCH
Eine oberoligozäne Fauna in den Basistuffen des Wasserkuppen-Vulkanismus (Rhön)

Seite 79

M.C. GRIMM
Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken)

Seite 113

A. SEMMEL
Probleme der Abgrenzung und Datierung pleistozäner Terrassen – erörtert an Beispielen aus dem Untermaingebiet

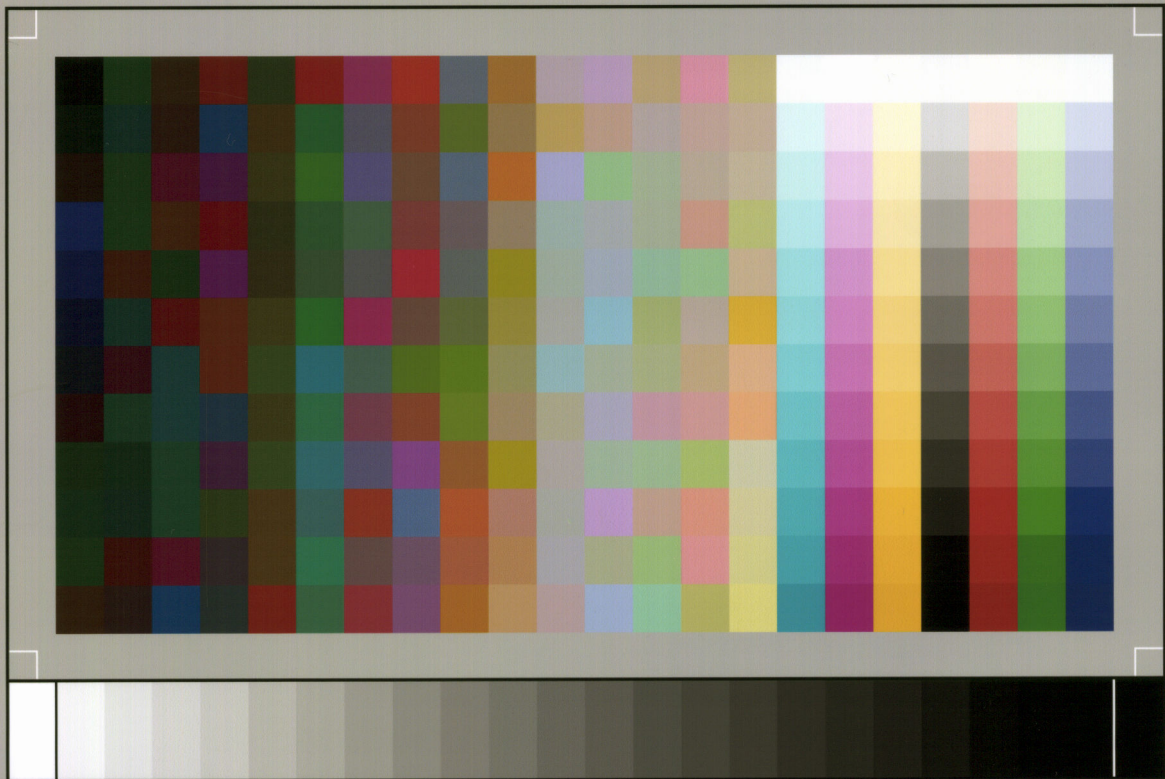
Seite 131

V. WILDE, T.M. KAISER & T. KELLER
Erste Funde von Blättern aus dem Bereich der mittelpleistozänen Mosbach-Sande von Wiesbaden-Biebrich (Hessen)



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

www.hlug.de



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0