

**Jahresberichte der Wetterauischen Gesellschaft für die
gesamte Naturkunde zu Hanau, gegr. 1808**

Sonderband Tertiär

162. Jahrgang

Herausgegeben vom Vorstand
unter Schriftleitung von Dr. Günter Seidenschwann
Redaktion: Dipl.-Ing. (FH) Matthias Wischer

Hanau 2012

Jber. Wett. Ges. ges. Naturkunde — 162. Jg. — Seite I–VI, 1–243 — Hanau 1.12.2012

ISSN 0340-4390

Wir danken folgenden Spendern: Der Deutschen Vulkanologischen Gesellschaft – Sektion Vogelsberg, Familie Dr. Aichert und Dr. Barth für die großzügige Unterstützung für die Herausgabe dieses Bandes.

Die Wetterauische Gesellschaft ist als gemeinnützig anerkannt. Deshalb können wir den Spendern Spendenbescheinigungen ausstellen.

Wetterauische Gesellschaft für die gesamte Naturkunde zu Hanau, gegr. 1808, e. V.

Zu diesem Band

Dieser Sonderband der „Jahresberichte“ ist dem Thema Tertiär in der Umgebung von Hanau gewidmet. Mit der Herausgabe dieses Bandes ist es beabsichtigt, eine enge inhaltliche Verzahnung mit der gleichzeitig stattfindenden Ausstellung „Tertiär, das bunte, bewegte Zeitalter“ herzustellen.

Dieser Band begleitet die Ausstellung von wissenschaftlicher Seite. Die nachfolgenden Beiträge stellen aktuelle Forschungsergebnisse zum Tertiär unserer engeren und weiteren Umgebung vor. Der speziell interessierte Leser findet hier die Möglichkeit zum Erwerb vertiefter Kenntnisse über diesen Raum aus der Sicht verschiedener Forschungsrichtungen. Aber auch für Nichtfachleute werden der Einstieg und das Verständnis für regionale erdgeschichtliche Sachverhalte und Zusammenhänge erleichtert durch die Ausstattung des Bandes mit entsprechenden Übersichten, Schaubildern, Tabellen und farbigen Abbildungen.

1 Kurze Erläuterung der Ausstellungsthematik

Die Ausstellung zum genannten Thema setzt die anlässlich des 200jährigen Bestehens der Wetterauischen Gesellschaft mit dem Titel „Achtung! Bodenfrost“ zum Eiszeitalter begonnene Präsentation einzelner erdgeschichtlicher Epochen fort. Sie ist dem Andenken an unser verstorbenes Ehrenmitglied *Dr. Johannes Mehl* gewidmet. Die Präsentation knüpft inhaltlich und konzeptionell unmittelbar an die Jubiläumsausstellung des Jahres 2008 an. Im Mittelpunkt dieses Projekts steht ein Zeitabschnitt der Erdgeschichte, der in unserer Umgebung in vielfältiger Weise sowohl landschaftsprägend, als auch in wirtschaftlicher Hinsicht gleichermaßen von Bedeutung ist. Dieses Vorhaben möchte einen weiteren Beitrag zur Kenntnis und zum Verständnis wichtiger erdgeschichtlicher Phänomene und Zusammenhänge in unserem Raum liefern. Die Ausstellung ist so konzipiert, dass vorrangig Nichtfachleute, vor allem auch Schüler, Zugang zu diesen Sachverhalten finden können.

Die dem Eiszeitalter vorausgehende erdgeschichtliche Epoche des Tertiärs hat in unserer Umgebung eine Fülle von Spuren hinterlassen. Die Bildungen aus diesem Zeitraum, der vor etwa 65 Millionen Jahren begann und vor ca. 2,6 Millionen Jahren endete, begegnen uns in vielfacher Weise im geologischen Untergrund. Einem breiten Publikum bekannt sind die weltberühmten Fossilien aus der *Grube Messel* aus dem mittleren Eozän, einem Zeitabschnitt des älteren Tertiärs vor etwa 47 Millionen Jahren. Diese Fundgrube hat eine Fülle von faunistischen Kostbarkeiten geliefert, die Auskunft geben über randtropisch-subtropische Klimaverhältnisse. Damals befand sich Mitteleuropa noch wesentlich weiter im Süden als heute.

In unserer unmittelbaren Nachbarschaft sind dagegen vorwiegend „jüngere“ Zeugnisse der Tertiärzeit überliefert. Als augenfälligstes Merkmal sind zunächst die heutigen Seen bei Kahl, Großkrotzenburg und Alzenau zu nennen; sie stellen geflutete Restlöcher des ehemaligen Abbaues von *Braunkohlenvorkommen* dar. Die Bildung dieser Lagerstätten vollzog sich während der Periode des *Pliozäns*. Zur dieser Zeit, d. h. in dessen älterem Abschnitt vor etwa 4–5 Millionen Jahren, wuchsen bei uns in Sumpfbereichen der Hanau-Seligenstädter Senke *Mammutbäume*, *Sumpfyzpressen*, *Magnolien*, *Amberbäume* usw., die heute in den feuchten Subtropengebieten heimisch sind, wie z. B. im Südosten der USA oder in China.

Berühmte botanische Zeugnisse aus dieser Zeit wurden beim Bau des Klärbeckens der Stadt Frankfurt in Frankfurt-Niederrad gefunden; sie finden sich auch in der Wetterau, so z. B. um Inheiden (Inheidener See). Dort wurden diese pliozänzeitlichen *Braunkohlelager* noch bis zum Beginn der achtziger Jahre des 20. Jahrhunderts abgebaut und die Braunkohle in Kraftwerken zur Stromerzeugung genutzt. Braunkohlenbriketts wurden aus der Braunkohle bei Großkrotzenburg hergestellt.

Landschaftsgeschichtlich ist die Zeit des Tertiärs in der Umgebung von Hanau durch sehr unterschiedliche Formungsvorgänge gekennzeichnet. So hat die *Landschaft um Hanau* noch vor 20–30 Millionen Jahren ganz anders ausgesehen als heute. Damals war von Main, Kinzig, Kahl, Nidda, Nidder usw. noch nichts zu ahnen; vielmehr gab es die Mittelgebirge in der heutigen Form noch nicht. Die Landschaft zwischen Taunus, Vogelsberg, Spessart und Odenwald war eine Flachlandschaft mit ausgedehnten Ebenheiten. Über den sich in beständiger Absenkung befindlichen Oberrheingraben kam es von Süden wiederholt zu Vorstößen des Vorläufers des Mittelmeeres nach Nordnordosten. Zeitweise bestand sogar eine durchgehende Meeresverbindung vom Mittelmeer zum Vorläufer der

heutigen Nordsee. Zu dieser Zeit hätten wir Menschen also – wenn es uns schon gegeben hätte – mit Boot oder per Schiff ohne Probleme aus der Baseler Gegend nach „Hanau“ gelangen können, zeitweise noch viel weiter nach Norden! Diese *phantastische Meeresstraße* mit Ausbuchtungen nach Westen in Rheinhessen und um Hanau im Osten wäre für Taucher ein wahres Paradies gewesen!

Die zeitweise Meeresbedeckung vor etwa 20–30 Millionen Jahren hat bei uns Sedimentgesteine hinterlassen, die stellenweise zahlreiche *Fossilien* z. B. in Form von Muschel- und Schneckenschalen aufweisen. Die Kalksteine aus dieser Zeit wurden früher z. B. in Steinbrüchen bei Maintal-Hochstadt und Frankfurt-Bergen abgebaut und zum Bau von Häusern und der Ortsmauern verwendet.

Die Umgebung dieses Meeres hätte Botaniker und Zoologen nicht minder begeistert über die Pflanzenwelt und Tiere des *subtropisch-feuchten Urwaldes!* *Palmenabdrücke* aus der Miozänzeit im Münzenberger Blättersandstein und später *Flamingos* waren am Strand bei Neuberg zu Hause, Haie und Seekühe bewohnten das warme subtropische *Miozänmeer im Hanauer Becken*, einem Ableger des Mainzer Beckens.

Auf ihre Kosten wären auch Bodenkundler gekommen, denn das tertiärzeitliche *Klima* hat eindrucksvolle *Verwitterungsprodukte* hinterlassen. Das im älteren Tertiär bei uns noch vorherrschende fast tropische (!) Klima hat zu einer *tiefgründigen Zersetzung der Gesteine* geführt. Aber auch später noch, im Jungtertiär, haben die *feucht-subtropischen* Klimabedingungen in den Mittelgebirgen und Tiefländern verbreitet Verwitterungsprodukte in Form von *Rotlehmen, Roterden und Lateriten* und deren Abtragungsprodukte hinterlassen, die z. T. bis in die jüngste Vergangenheit als Eisen- bzw. Aluminiumerz- und Tonlagerstätten genutzt wurden.

Erst gegen Ende des Tertiärs, im *Pliozän*, vor ca. 5–2,6 Millionen Jahren, setzte eine deutliche klimatische Änderung ein; die Durchschnittstemperaturen näherten sich allmählich den gegenwärtigen an. In dieser Zeit bildeten sich die *Vorläufer unserer heutigen Flüsse* aus, die örtlich mächtige Schotter und Sande ablagerten.

Im Tertiär kam es in unserer Gegend zu *enormen Erdkrustenbewegungen*. Unsere Gegend wurde um weit mehr als zweihundert Meter über das Meeresniveau herausgehoben, die angrenzenden Mittelgebirge noch wesentlich stärker. Als Folge davon schnitten sich die Flüsse sogar bis unter ihr heutiges (!) Niveau ein, um im Anschluss daran die vorher gebildeten Täler wieder bis nahezu zum vorherigen Ausgangsniveau wieder mit verschiedenen Ablagerungen aufzufüllen.

Die Tertiärzeit ist nicht nur in ihrem jüngeren Abschnitt auch eine *Periode starker vulkanischer Aktivität*. *Vogelsberg und Rhön* sind neben anderen Mittelgebirgsregionen in ihrem heutigen Erscheinungsbild ganz wesentlich geprägt worden durch die Hinterlassenschaften der lange andauernden vulkanischen Aktivität. Nicht zu Unrecht wird der Vogelsberg als das größte ehemalige Vulkangebiet Mitteleuropas bezeichnet. Auch *in der Umgebung von Hanau* hat der *Vogelsbergvulkanismus* seine Spuren in Form von teilweise mehreren übereinander abgelagerten ehemaligen Lavaströmen hinterlassen. Die früheren *Basaltbrüche* von *Wilhelmsbad, Steinheim-Dietesheim* und bei *Alzenau* z. B. sind Zeugnisse dieser vulkanischen Phase während der jüngeren Tertiärzeit, d. h. vorwiegend zwischen ca. 19 und 15 Millionen Jahren vor heute. Für zahlreiche ältere Bauwerke in Hanau sind diese *Basalte als Bausteine* verwendet worden, wie z. B. für das Kanzleigebäude oder den benachbarten alten Wasserturm. Besonders eindrucksvoll kann die Verwendung von Basalt in *Hanau-Steinheim* in Augenschein genommen werden an der Stadtmauer, an zahlreichen Gebäuden und am Straßenpflaster, wo Basaltsteine bis in die Gegenwart praktische Verwendung finden.

Bereits die Menschen der Vorgeschichte haben die „Erzeugnisse“ des tertiären Klimas und der Begleiterscheinungen des Vulkanismus zu nutzen gewusst. Die an vielen Stellen zu findenden *Verkieselungen* (Tertiärquarzite, Chalzedone etc.) wurden – neben den Basalten – als scharfkantig brechende Materialien für die Herstellung von Werkzeugen genutzt. So z. B. konnte, neben einem Gerätefund, mit Hilfe von Abschlägen, die bei der Geräteherstellung aus Chalzedon anfielen, in unserer Gegend der Neandertaler nachgewiesen werden. Noch heute werden in der Wetterau hochwertige oligozäne Quarzsande bei Gambach abgebaut. Die teilweise mächtigen kalkfreien pliozänen Sande werden örtlich auch zur Gewinnung von Trinkwasser genutzt.

2 Ausstellungsaspekte und Exponate

Die Präsentation zum Thema Tertiär greift die im obigen Text genannten unterschiedlichen Aspekte auf und gliedert sich in die nachfolgend stichwortartig beschriebenen Bausteine. Sie konzentriert sich dabei auf für Laien leicht nachvollziehbare Sachverhalte. In einzelnen Etappen werden die Besucher an die Ausstellungsschwerpunkte herangeführt. Die Eröffnung des Themas erfolgt mit Hilfe von Bildern und farbenprächtigen Exponaten aus der weiteren Umgebung

Hanaus. Sie sollen über das ästhetische Element das Interesse der Besucher wecken und gleichzeitig die Aufmerksamkeit auf einzelne Geofaktoren lenken. Daran schließen sich Informationen über einzelne Geo- bzw. Umweltfaktoren wie Klima, Vegetation und Böden an, wie sie für den jüngeren Abschnitt der Tertiärzeit in unserer Gegend typisch sind. Die Einzelbetrachtung der Geofaktoren mündet danach in die Betrachtung weiterer erdgeschichtlicher Zusammenhänge und wird um paläogeographische Aspekte ergänzt. Die Besucher sollen jetzt einen näheren Eindruck von der damaligen Landschaft erhalten. Dabei werden einzelne Aspekte aus der Zeit der Meeresbedeckung während des Oligozäns und Untermiozäns präsentiert (Kalksteine, Meeresfossilien), ebenso wichtige Zeugnisse aus der Pliozänzeit. Als prägendes geologisches Element werden nicht zuletzt die Auswirkungen des tertiären Vogelsbergvulkanismus auf unsere Umgebung dargestellt. Abschließend soll die wirtschaftliche Bedeutung der Hinterlassenschaften der Tertiärzeit an ausgewählten Beispielen verdeutlicht werden; dabei wird auch ein Bezug zur Vor- und Frühgeschichte hergestellt.

Die Exponate basieren zum Teil auf Beständen der Wetterauischen Gesellschaft, aus der umfangreichen Sammlung von Dr. Johannes Mehl und auf zahlreichen Leihgaben von Privatpersonen und des geologisch-paläontologischen Instituts der Goethe-Universität Frankfurt a. M. Logistisch unterstützt wurde die Ausstellung auch durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie in Wiesbaden und durch die Deutsche Vulkanologische Gesellschaft, Sektion Vogelsberg. Parallel zur Vorbereitung der Präsentation durch eine Arbeitsgruppe der Wetterauischen Gesellschaft erarbeitete eine Schülergruppe unter Anleitung Arbeitsanweisungen zu einzelnen Themenaspekten mit Blick auf Jugendliche als Zielpublikum. Diese Aktivitäten beinhalten z. B. auch Arbeitsaufträge für Schüler.

Begleitend zur Ausstellung findet ein Vortragsprogramm statt. Die Vortragsreihe beginnt mit einem Überblick über diese erdgeschichtliche Epoche. Anschließend werden einzelne interessante Aspekte der Tertiärzeit vertiefend erläutert, die diesen Zeitraum über die durch den Präsentationsort im Goldschmiedehaus Hanau vorgegebenen Rahmenbedingungen hinaus verständlich machen soll.

3 Zu den Aufsätzen in diesem Band

Einen einleitenden Überblick über die gesamte geologische Entwicklung während des Tertiärs vermittelt in diesem Band der Beitrag von Herrn Prof. Dr. Peter Prinz-Grimm. Die Bedeutung des Tertiärs und seines Klimas für die Entstehung

von charakteristischen Böden mit teilweise erheblicher lokaler Bedeutung als Erzlagerstätte erläutert Herr Prof. Dr. Karl-Josef Sabel. Frau Dr. Gudrun Radtke und Herr Dr. Eberhard Kümmerle stellen charakteristische Fossilien des Tertiärs vor. Frau Dipl.-Biol. Kerstin Bär stellt am Beispiel des Gaulsberges bei Ortenberg ein besonderes Geotop des tertiärzeitlichen Vulkanismus im Vogelsberg vor. Die erd- und landschaftsgeschichtliche Entwicklung des Pliozäns, des jüngsten Abschnittes des Tertiärs, steht im Mittelpunkt des Artikels von Dr. Stefan Lang und Dr. Günter Seidenschwann. Der Erforschung der pliozänzeitlichen Nauheimer Kantkiese ist der Beitrag von Frau M. Sc. Geowissenschaften Anja Weygand gewidmet. Herr Dr. Martin Hottenrott und Herr Dipl. Geol. Wolfgang Schiller erläutern die Entstehung der pliozänzeitlichen Braunkohle von Kahl und die Geschichte des Braunkohlenabbaues. Herr Prof. Dr. Thomas Kirnbauer stellt neue Forschungsergebnisse zum Horst von Bad Salzhausen im Vogelsberg und seine Mineralquellen vor.

Günter Seidenschwann

Inhaltsverzeichnis

PRINZ-GRIMM, P. Das Tertiär – die dritte Ära	1
SABEL, K.-J. Böden des Tertiärs	21
BÄR, K. Der Steinbruch Gausberg bei Ortenberg – Ein herausragendes Geotop des vulkanischen Tertiärs	39
KÜMMERE, E. & RADTKE, G. Die Fossilien des Tertiärmeeres im Hanauer Becken	59
LANG, S. & SEIDENSCHWANN, G. Die pliozäne Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke, des Kinzigge- bietes und des Vorspessarts	79
WEYGAND, A. U-Pb-Alter an Zirkonen aus der Nauheim-Kantkies-Formation (Pliozän) – Hinweise zur Abtragungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges	133
SCHILLER, W. & HOTTENROTT, M. Neufunde von pliozäner Pollenkohle bei Großwelzheim und Seligenstadt in der Hanau-Seligenstädter Senke (Kahl-Braunkohlen-Formation) im Vergleich zum Pliozän der Wetterau (Wölfersheim-Formation)	147
KIRNBAUER, T. Der Horst von Bad Salzhausen im Vogelsberg und dessen Mineralquellen (Bl. 5519 Hungen)	173

Das Tertiär – die dritte Ära

VON PETER PRINZ-GRIMM

mit 10 Abbildungen und 1 Tabelle

Einleitung

Als Tertiär bezeichnen wir eine Zeitspanne der Erdgeschichte, die etwa vor 65 Millionen Jahren nach dem Ende der Kreidezeit begann und die bis vor 2 Millionen Jahren, nämlich bis zum Beginn des Quartärs mit seinen Kalt- und Eiszeiten dauerte. Die Definition der Zeitwende von der Kreide zum Tertiär, also vom Mesozoikum zum Känozoikum wird mit Funden von Tierfossilien begründet, denn seit dem Tertiär sind die Ähnlichkeiten der fossilen Hartteile mit den Skeletten der heutigen Tiere groß. Auf dem Festland wurden nach dem Aussterben der Dinosaurier zum Ende der Kreidezeit die frei gewordenen ökologischen Nischen vor allem durch Vögel und Säugetiere besetzt. Auch die Umrisse der Kontinente sind seit dieser Zeit den heutigen ähnlich, obwohl es im Laufe der vielen Millionen Jahre doch zu beträchtlichen Verschiebungen der tektonischen Platten kam.

Bevor wir uns mit der Entwicklung der Lebewelt, der Landschaft und den Gesteinen auf der Erde, in Europa und in Hessen während dieser Zeit befassen, soll der Forschungsgeschichte sowohl des Tertiärs im Allgemeinen als auch der Erforschung unserer weiteren Umgebung Aufmerksamkeit geschenkt werden. So bunt wie uns das Tertiär heute erscheint, so bunt sind auch die vielseitigen Themen und Schwerpunkte, die wir zum Verständnis dieses großen Zeitraumes von 63 Millionen Jahren aufgreifen sollten.

Geschichtliches, Benennung und Gliederung

Eigentlich dürfte es das Tertiär als erdgeschichtliches System nach einer Entscheidung der Internationalen Stratigraphischen Kommission gar nicht mehr geben – wie schon länger die Begriffe Primär und Sekundär nicht mehr verwendet werden. Das Quartär dagegen konnte sich als selbständiger Zeitabschnitt behaupten. Die Bezeichnung Tertiär geht zurück auf den norditalienischen Bergbau-Spezialisten GIOVANNI ARDUINO (Abb. 1), geboren 1714 in Caprino Veronese am Fuße des Monte Baldo. Arduino unterschied in einem Brief an seinen Freund und Kollegen



Abb. 1: Giovanni Arduino (1714–1795).

Antonio Vallisneri jr., geschrieben am 30. März 1759, ausgehend von deutlich verschieden verfestigten Gesteinskörpern eine erste Gesteinseinheit (*ordine primario*, auch *montes primitivi*), eine zweite Gesteinseinheit (*ordine secondario*, *montes secundarii*) und eine dritte Gesteinseinheit (*ordine terziario*, *montes tertiarii*).

Als *ordine quaternario* werden die jüngsten „aufgeschwemmten“ Sande und andere Lockersedimente zusammengefasst. ARDUINO verstand unter seinen Abschnitten die konkreten Gesteinskörper, die er zwar in eine relative Altersfolge brachte, jedoch war er wie die Wissenschaft insgesamt in jener Zeit noch weit davon entfernt, eine tatsächliche Dauer der Abschnitte angeben zu können. Das Begreifen der Abläufe in der Erdgeschichte begann also mit der Benennung und räumlichen Ordnung von Sedimenten. Die Namen vieler Systeme beziehen sich deshalb auf die Gesteinsarten (z. B. Kreide, Karbon) oder Orte typischer Ausbildung (z. B. Devon, Jura). Erst über die Erkenntnis der Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung konnte auch zwischen verschiedenartigen Gesteinskörpern (Lithostratigraphie) und ihrer Bildungszeit (Chronostratigraphie) unterschieden werden.



Abb. 2: Pierre Jean Edouard Desor (1811–1882).

Damit war zu Beginn des 19. Jahrhunderts der Weg geebnet für eine überregionale und allgemein gültige Gliederung erdgeschichtlicher Abschnitte, die mit wachsendem Wissen eine immer feinere Unterteilung erforderte.

Auch ein Wissenschaftler aus unserer Region ist im Zusammenhang mit der Benennung eines Zeitabschnittes im Tertiär zu würdigen. Es handelt sich um PIERRE JEAN EDOUARD DESOR, dessen französischer Name (ursprünglich DESHORTS) auf seine hugenottische Abstammung verweist (Abb. 2). Er wurde 1811 in Friedrichsdorf am Taunus geboren, man sprach zuhause französisch und für den heranwachsenden Edouard war vorgesehen, dass er später einmal Theologie studieren sollte. Um zunächst seine Deutschkenntnisse zu verbessern, wurde er ins Pfarrhaus nach Hanau geschickt. Ausgerechnet dort rückte er von seinen Plänen ab, und er studierte nach seiner Reifeprüfung die Rechtswissenschaften an der Universität in Giessen. Bald jedoch musste DESOR Deutschland verlassen, und zwar nach polizeilicher Ermittlung gegen ihn wegen seiner Teilnahme am Hambacher Fest 1832. In der Schweiz, deren Staatsbürgerschaft er ab 1859 besaß (einhundert Jahre nachdem ARDUINO das Tertiär benannte), veröffentlichte er einen Aufsatz (DESOR, 1847) über einen neuen Abschnitt in der Kreide, den er nach Dänemark „Danien“ nannte. Das Danium als Stufe besteht bis heute, man lässt es in den Sedimentabfolgen oberhalb eines chemisch markanten Horizontes in Form einer positiven Anomalie im Iridium-Gehalt beginnen. Dieser Horizont ist als Kreide-Tertiär (KT)-Grenze unter Geowissenschaftlern weltberühmt. Mit anderen Worten: mit dem Danium DESORS lassen wir heute das Tertiär beginnen.

Und rückblickend kann man festhalten, dass DESORS Wandel vom Theologen zum Geologen in Hanau begann.

Eine weitere international gültige Stufe des Tertiärs lässt in ihrem Namen die hessische Typ-Lokalität erkennen: Das Chattium, die letzte Stufe des Alttertiärs wurde 1894 vom österreichischen Geologen und Paläontologen THEODOR FUCHS nach dem germanischen Volksstamm der Chatten benannt. FUCHS nahm Bezug auf marine fossilführende Sedimente im Ahne-Tal bei Kassel.

In Anlehnung an die Beobachtungen seit dem 18. Jahrhundert wird eine Dreiteilung der jüngeren Erdgeschichte bezüglich der Lebensentwicklung in ihren Grundzügen als Paläozoikum, Mesozoikum und Känozoikum vorgenommen. Im Begriff Känozoikum als dem Zeitalter der neuen Tierwelt drückt sich die oben genannte Modernität des Lebens aus.

Nach einem Beschluss der Internationalen Stratigraphischen Kommission (ICS) im Jahr 1989 sollte der Begriff Tertiär ersetzt werden durch Paläogen (Alttertiär) und Neogen (Jungtertiär), wobei das Neogen nach Meinung einiger Fachleute auch das Quartär einschließen sollte. 2008 wurde jedoch durch die ICS beschlossen, das Quartär beizubehalten, so dass die Empfehlung der Deutschen Stratigraphischen Kommission, das Tertiär als Periode/System zu klassifizieren und beizubehalten, erneut Unterstützung erfuhr.

Betrachten wir die Gesteinskörper, die im Paläogen und Neogen in unseren mitteleuropäischen Senken entstanden sind, so bilden sie meist eine so geschlossene Einheit, dass der Begriff „Tertiär“ in seiner Bedeutung sowohl für die Gesteinskörper (Formationen), als auch für die darin erfassbare Zeit von den meisten Geologen hierzulande nicht aufgegeben werden möchte.

Die weitere Untergliederung des Tertiärs in die Abteilungen Paläozän, Eozän, Oligozän, Miozän und Pliozän erfolgte über die zunehmende Ähnlichkeit der jeweils in den Sedimenten enthaltenen Mollusken (v. a. Schnecken und Muscheln) mit Annäherung an die gegenwärtige Fauna. Jede Abteilung ist wiederum in Stufen gegliedert, zu denen die oben genannten Stufen des Daniums und des Chattiums gehören (Tab. 1).

Der jüngste Schritt in der Benennung erfolgt durch die Definition von Formationen mit einem jeweils lokalen Bezug typischer Gesteinskörper (z. B. Rockenberg-Formation, Frankfurt-Formation). Mit diesen Bezeichnungen sollen ältere Schichtennamen, die häufig über den Fossilinhalt definiert waren (z. B. Cyrenenmergel, Hydrobienschichten), ersetzt werden (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2011).

Unser heutiges Wissen über die tatsächlichen Alter tertiärer Gesteine, die plattentektonischen Verschiebungen, die Lebensformen und die Klimaänderungen auf der Erde ist immens und ohne Archive in Form von Sammlungen und Bibliotheken kaum mehr zu überblicken. Und doch ist unser Vorstellungsvermögen von der tatsächlichen Umwelt zu bestimmten Zeitabschnitten sehr beschränkt, besonders was die Lebensformen und die Oberflächengestalt des Festlandes betrifft, denn die Überlieferung ist bei aller Vielfalt der Zeugnisse sehr lückenhaft. Die meisten Organismenreste, besonders solche ohne festes Skelett, sind über den Kreislauf der Natur im Dunkel der Erdgeschichte verschwunden. Die Lückenhaftigkeit betrifft aber auch das feste Gestein: Die Entstehung von Sedimenten oder Vulkaniten auf den Kontinenten geschieht in der Regel nicht flächendeckend. Und gerade diese Gesteine fallen besonders über lange Zeiträume der Abtragung zum Opfer. So ist es nicht überraschend, dass Zeugnisse des Tertiärs nur in ausgewählten Senkungszonen, und auch dort eher unvollständig überliefert sind.

Forschungsgeschichte und Forschungsziele an tertiären Gesteinen in Mittel- und Südhessen

Um die vielfältigen erdgeschichtlichen Abläufe zu verstehen, wurden durch unzählige Fachleute geologische und paläontologische Informationen im Laufe von mehr als 200 Jahren aus der ganzen Welt zusammengetragen. Und so konnten auch die Wetterau, das Hanauer Becken, der Vogelsberg und der als UNESCO Weltnaturerbe wohl bestens bekannte Ort in Südhessen, die Grube Messel, ihren Beitrag zum Verständnis leisten. Auf der Suche nach verwertbaren mineralischen Rohstoffen, vielleicht auch aus der Leidenschaft des Sammelns heraus, aber sicher getrieben vom Wunsch nach zeitlicher Erfassung der Vergangenheit, fanden vor allem Gesteinsschichten mit reichlichen Fossilien das besondere Interesse der Forscher. Es bleibt subjektiv, welchen Fundorten und welchen Fossilien eine besondere Bedeutung beigemessen wird. Oft erweist sich erst Jahre nach seiner Entdeckung ein Fund als wahrer Schatz für die Wissenschaft. Schließlich ist jedes Fossil einmalig, in der Anzahl begrenzt, vergeht zwar auf natürliche Weise, aber entsteht nicht neu. Diese Erkenntnis zwingt uns nahezu zur Pflege von Sammlungen an Forschungsinstituten und Museen, in denen auch die Belege unserer wissenschaftlichen Vorfahren zu finden sind.

Bei der Nennung wichtiger Forscher in unserem Raum soll an erster Stelle CARL CAESAR v. LEONHARD (Abb. 3) genannt werden, geboren 1779 in Rumpenheim



Abb. 3: Carl Caesar v. Leonhard (1779–1862).

(Offenbach) entwickelte er sich zu einem der bedeutendsten Geowissenschaftler seiner Zeit. Den Höhepunkt seiner wissenschaftlichen Laufbahn erreichte er mit einer Professur in Heidelberg, wo er schließlich nach langer Lehr- und Forschungstätigkeit im Jahr 1862 verstarb. LEONHARD (1807) verfasste einen ersten geologischen Führer, in dem er das „Maynthal zwischen Hanau und Frankfurt“ ausdrucksstark beschreibt: „Wir ersteigen die Anhöhen bei Bergen, und vor uns entfaltet sich eine paradiesische Aussicht“ (S. 75). Und weiter heißt es vom Tertiär am Berger Hang: „Flözalkstein ist die herrschende Gebirgsart, und in ihm finden wir die große Niederlage zahlloser Versteinerungen, deren Zerstörung er sein Daseyn verdankt“. LEONHARD gehörte im Jahr 1808 zu den Gründungsmitgliedern unserer Gesellschaft!

Als zweiten Namen will ich RUDOLPH AUGUST BIRMINHOLD SEBASTIAN LUDWIG nennen (GÜMBEL 1884), der am 24. Oktober 1812, also fast genau vor 200 Jahren auf dem Landgut Hetzlos bei Hammelburg in Unterfranken das Licht der Welt erblickte und der am 11. Dezember 1880 in Darmstadt verstarb. Er hat bei einer großen Vielfalt seiner Interessen und Tätigkeiten auch über 15 ausführliche Artikel und Bücher über verschiedene Aspekte und Gesteine aus dem Tertiär der Wetterau und ihrer weiteren Umgebung verfasst. Von einem Schwerpunkt seiner Untersuchungen kann man nicht sprechen, im Gegenteil: Er publizierte über Vulkanite, Sedimente, fossile Tiere und Pflanzen, Mineralisationen und Mineral-

wässer, 7 davon in den Jahresberichten der Wetterauischen Gesellschaft. Zu seinen besonderen Leistungen gehört die Erstellung der „Geologischen Specialkarte des Großherzogthums Hessen, Section Friedberg“ (1855).

Als dritter großer Forscher soll GEORG FRIEDRICH KINKELIN (1835–1909) genannt werden. In Lindau am Bodensee geboren, kam er im Jahr 1873 als Lehrer nach Frankfurt am Main, trat im selben Jahr der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft bei und widmete seine freie Zeit der geologischen Erforschung der weiteren Umgebung von Frankfurt, wobei die Tertiärbildungen sein besonderes Interesse weckten (KINKELIN 1892).

Zu den lange bekannten Orten der Tertiärforschung in unserem Raum zählen die Sande, Kalke und Tonsteine von Klein-Karben in der Wetterau, die trotz inzwischen dürftig gewordener Aufschlüsse wegen ihrer sehr gut erhaltenen Muschel- und Schneckenschalen bis heute von vielen Exkursionen aufgesucht werden. Eine erste umfassende wissenschaftliche Bearbeitung erfuhren die dort gefundenen Mollusken durch SANDBERGER (1863), der die engen Beziehungen zu den Sedimenten im Rheinhessischen Hügelland (Mainzer Becken) erkannte und darstellte. Der aufregendste Fund von Karben gelang im Jahre 1933 dem engagierten Paläontologen ADOLF ZILCH (1934): im Ligamentfeld einer Muschel der Gattung *Isognomon* fand er eine 7 mm große Perle. Das Fundstück wird im Forschungsinstitut und Museum Senckenberg in Frankfurt gehütet (Abb. 4).

Als die mineralischen Rohstoffe noch mit begrenztem Einsatz von Maschinen abgebaut wurden, konnten die Steinbrecher und herbeigerufene Wissenschaftler eine große Vielfalt an Fossilien bergen. Zu einem überregional bekannten Fossilienfundort wurden die Steinbrüche im Blättersandstein von Münzenberg, der, wie der Name erkennen lässt, vor allem durch seine Pflanzenfossilien Berühmtheit erlangte (ETTINGHAUSEN 1868). Abdrücke von Palmenblättern (Abb. 5), Zimtbaumgewächsen und Ausgüsse von großen Schildkrötenpanzern bezeugen die subtropische Umgebung zur Zeit der Einbettung dieser fossilen Schätze. Sehr schöne Blattfunde gibt es auch in den Braunkohlen von Bad Salzhausen im Vogelsberg, die etwa zeitgleich mit den basaltischen Laven entstanden sind. Und nicht zuletzt sind die fossilreichen See-Sedimente aus dem Oligozän von Sieblos an der Wasserkuppe zu nennen, die über den Abbau von Kaolin-Erde und Kohle entdeckt wurden (MARTINI & ROTHE 2005). Andere kleine und große Säugerreste, besonders die Zähne der Elefanten-verwandten Mastodonten konnten aus der jungtertiären Braunkohle der Wetterau bei Echzell geborgen werden. Sie liegen heute im Hessischen Landesmuseum in Darmstadt (TOBIEN 1953).



Abb. 4: Ligamentfeld von *Isognomon oblongum* mit einer 7 mm großen Perle aus den „Ceritien-sanden“ von Karben. Foto: S. Hof, Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum Frankfurt a. M.



Abb. 5: Abdrücke von Blättern der Fächerpalme *Sabal* im Münzenberger Blätersandstein zeugen von einem deutlich wärmeren Klima im Tertiär (Hessisches Landesmuseum Darmstadt).

Viele Fossilagerstätten wurden zufällig bei Baumaßnahmen entdeckt. Zu den herausragenden und oft erwähnten Funden zählen hier die unzähligen pliozänen Pflanzenfossilien von mindestens 150 Arten, die beim Bau und der Erweiterung des Klärbeckens in Frankfurt-Niederrad geborgen wurden (GEYLER & KINKELIN 1887).

Große Tierfossilien sind verhältnismäßig selten, für Ausstellungszwecke jedoch sehr begehrt, aber wegen ihrer Vergänglichkeit in festländischen Ablagerungen meist auf das jüngere Tertiär beschränkt. Darum wird den häufigen Wirbeltierfossilien der Grube Messel zu Recht eine große Beachtung geschenkt (SCHAAL & ZIEGLER 1988). Um einen Einblick in den dort geborgenen wunderbaren Fossilchatz zu bekommen und vor allem um den eozänen Lebensraum zu verstehen, ist der Besuch von drei Ausstellungsorten dringend empfohlen: Das Besucherzentrum bei der Grube Messel, das Hessische Landesmuseum in Darmstadt und das Senckenbergmuseum in Frankfurt a. M.

Gegenwärtig konzentriert sich die Forschung auf geochemische Analysen, mit denen über Isotopenverhältnisse ausgewählter Elemente Aussagen zu Temperaturänderungen, zu Höhenlagen oder anderen atmosphärischen Änderungen zur Zeit der Bildung bestimmter Minerale möglich sind. Dazu gehören auch die ständig verbesserten Möglichkeiten der radiometrischen Datierungen, die man seit etwa 80 Jahren an Gesteinen mit wenigen oder keinen Fossilien zur Klärung von Altersfragen anwenden kann. In erster Linie seien in unserem Raum die vulkanischen Gesteine des Vogelsberges zu nennen, aber auch andere, fossilfreie Sand- und Kiesablagerungen, in denen sich datierbare Mineralien aus vulkanischen Ausbruchereignissen in Form von zersetzten Aschen finden. So konnte NEUHAUS (2010) in den Sanden und Kiesen der Gambacher Quarzwerke über die Datierung von Zirkonen aus vulkanischen Aschen ein Alter derselben von etwa 26 Millionen Jahre ermitteln. Sie sind folglich deutlich älter als bisher angenommen.

Die Erde im Tertiär

Mit der Drift spröder Krustenteile unserer Erde seit dem Mesozoikum nähert sich sowohl die Gestalt als auch die Position der Kontinente dem gegenwärtigen Bild. Im Alttertiär sind darum die Umriss der Kontinente, die Meeresstraßen und Gebirgszüge noch auffällig verschieden zur Gegenwart. Indien war noch nicht an Asien gepresst, zwischen dem Indischen Ozean und dem Atlantik bestand über

das spätere Mittelmeer eine breite Ozeanverbindung, die sich ebenso wie eine Mittelamerikanische Seepassage erst im Jungtertiär schließen sollte. Die Isolation der meisten Kontinente zu Beginn des Tertiärs steht im Gegensatz zur mesozoischen Pangäa-Situation, in der alle Kontinente auf dem Landweg erreichbar waren. Die Dehnung der Erdkruste muss bei gleich bleibendem Volumen der Erde an anderer Stelle zur Einengung führen. So entstanden seit dem Tertiär die jüngsten Hochgebirge der Erde: Von den Pyrenäen und den Betischen Kordillern im Südwesten Europas über die Alpen, den Balkan und die Karpaten in weitem Bogen über den Himalaya bis nach Südostasien wurde die Erdkruste aufgefaltet und stellt seither eine Barriere für das Wettergeschehen und das Klima dar. Eine zweite, etwa Nord-Süd-gerichtete Barriere bilden die Nord- und Südamerikanischen Kordillern.

Der Auffaltung unserer Erdkruste folgt eine Schuttsedimentation am Fuße der sich hebenden Gebirge. In Mitteleuropa sammelt sich der Schutt bis heute im Voralpenraum als so genannte Molasse, die eine Mächtigkeit von 5000 m erreicht. Der Alpenschub von Süden führte zum Zerbrechen Mitteleuropas, ein langsamer Prozess, der sich besonders deutlich im Einsinken des Oberrheintales äußert. Auch dort wurden im Laufe des Tertiärs Sedimente von über 3000 m Mächtigkeit gestapelt. In diesen Zonen der Sedimentanhäufung liegen verhältnismäßig vollständige und vor allem gut erreichbare Dokumente von Sedimenten und Lebensresten vor. Deutlich kontinuierlicher als über der kontinentalen Kruste rieselt Substrat auf die Meeresböden. Bohrkerne ausgewählter Gebiete aus allen Weltmeeren enthalten nahezu lückelose Dokumente bestimmter Zeitintervalle, und besonders über den Forschungszweig geochemischer Analysen hat die Tertiärforschung über die globale Klimadiskussion neue Bedeutung gewonnen.

Auffällig ist die im Paläozän und Eozän fehlende Vereisung der Polkappen, die im Oligozän auf der Antarktis beginnend, sich phasenweise bis zum Höhepunkt der letzten Eiszeiten verstärkt.

Die Erde war von Lebensformen besiedelt, die uns heute teils befremdlich, überwiegend aber gut bekannt vorkommen würden. Alle wirbellosen Tiere könnten wir problemlos systematisch zuordnen. Das gilt auch für die großen Landpflanzen. Es ist erstaunlich, dass uns wohl vertraute Ökosysteme überhaupt erst seit dem Tertiär bestehen, nämlich die offenen Graslandschaften in Form von Steppen und Savannen. Ungewöhnlich erscheinen uns viele der dort lebenden tertiärzeitlichen Säugetiere, die nach dem Aussterben der Dinosaurier jene neuen ökologischen Nischen besetzen konnten. Das erklärt das Auftreten von sehr großen Pflanzen-

fressern, wie dem Nashorn-Verwandten *Paraceratherium* mit einer Widerristhöhe von 6 Metern! Alle Säugetiere haben sich aus kleineren Vorfahren entwickelt, was an der Pferdereihe besonders deutlich wird, in die auch das pudelgroße Messeler Urpferd *Propalaeotherium hassiacum* einzuordnen ist. Das Prinzip der stammesgeschichtlichen Größenzunahme gilt selbst für unsere eigenen vormenschlichen Vorfahren, von denen wir mit Sicherheit sagen können, dass sie kleiner waren als wir heutige Menschen, dass sich die Stammbäume zwischen Menschenaffen und Vormenschen noch im Alttertiär gabelten und dass es im jüngsten Tertiär bereits Formen gab, die nach ihrem Knochenbau sicher zur Gattung Mensch gehörten.

Tertiärvorkommen und ihre Interpretation in Mittel- und Südhessen

Mitteleuropa lag zu Beginn des Tertiärs in subtropischen Breiten wie etwa Italien heute. Allerdings waren die Temperaturen im Jahresmittel mit Sicherheit höher als im heutigen Mittelmeerraum, da eine offene Meeresverbindung zum Indischen Ozean bestand, und kein Alpenkamm als Klimascheide wirkte, so dass sich an den Küstensäumen bis in das Wiener Becken Riffkorallen ansiedeln konnten, deren Verbreitung an die 18 °C Winterisotherme gebunden ist. Subtropische Pflanzen- und Tiergemeinschaften von Messel bis Münzenberg unterstreichen diese Feststellung.

Wie sah die Landoberfläche aus, wie war sie von Leben besiedelt, als sich in den Senken Sedimente des Tertiärs ansammelten? Welche Gesteine bildeten den Untergrund, bevor sich die Laven des Vogelsberges großflächig über die Landschaft ergossen? Wann und wie schnell hoben sich die Mittelgebirge? Was sagen Tier- und Pflanzenfossilien über sich ändernde Klimabedingungen?

Während sich der Zustand von Hebungsgebieten, also Höhenrücken und Berge, abgesehen von Verebnungsflächen und Terrassierungen nur indirekt über ihre Abtragungsprodukte beschreiben lässt, liegt in den Sedimentschichten die Information meist chronologisch geordnet vor. Seit dem Mitteljura vor etwa 180 Millionen Jahren wird das Gebiet zwischen Rheinischem Schiefergebirge im Westen und dem Spessart im Osten sehr sanft gehoben, so dass durch die Abtragungskräfte die ehemals anzunehmende, aber nicht gesichert nachweisbare Bedeckung durch mesozoische Sedimente weitgehend entfernt wurde. Wo der ältere Untergrund während des Tertiärs in Oberflächennähe der Verwitterung unterlag, beobachten wir tiefgründigen Gesteinszersatz. In Kalksteinen z. B. der Fränkischen und Schwäbischen Alb bildeten sich Lösungshohlräume (Dolinen),

die mit tertiärzeitlichen eisenreichen Roterden verfüllt sind. Die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges zeigen mancherorts eine 50 m dicke Verwitterungsdecke. Wir wissen jedoch insgesamt sehr wenig über den Abtragungszustand der Umgebung und selbst der Aufschüttungsprozess ist erst seit dem Eozän (etwa 50 Millionen Jahre) nachweisbar. Das ist die Zeit des beginnenden Einbrechens in der Grabenzone des Oberrheins, mit der auch die vulkanische Aktivität verknüpft ist, die zum Aussprengen verschiedener Krater geführt hat, in denen sich später Seen bildeten und deren Sedimente schließlich u. a. in der Grube Messel ausgebeutet wurden (HARMS 2001). Der an die erwähnten tief reichenden Risse in der Erdkruste gebundene Vulkanismus äußert sich auch in anderen Schloten und Spalten, so in Form von Basalten beim S-Bahnhof Eppstein oder am Pechsteinkopf in der Pfalz. Damit setzt eine bis zur Gegenwart anhaltende Hebung der Grabenschultern des Oberrheingrabens und der Mittelgebirge ein, von denen bis heute die Abtragungsprodukte in die Senken geschüttet werden. Über mineralogische Untersuchungen dieser Sedimente lässt sich feststellen, dass mit dem ersten Auftreten des Minerals Staurolith die ehemals geschlossene Sedimenthülle des Spessarts aufgerissen sein muss und der kristalline Vorspessart als Lieferant jenes Stauroliths zur Abtragung bereit stand. Das war im Oligozän, zum Ende des Alttertiärs der Fall. Zeitgleich mit dieser Hebungsphase der Grabenschultern brach der Oberrheingraben ein und erlaubte dem Meer eine letzte große Überflutung des Gebietes zwischen Nordsee und Alpen, allerdings in einem schmalen Meer, dessen Breite etwa der heutigen Quererstreckung der Oberrheinischen Tiefebene mit rund 30 bis 40 km entspricht (Abb. 6). Dessen Meeressedimente sind im Mainzer Becken gut aufgeschlossen, im Hanauer Becken und der Wetterau jedoch trotz ihrer flächigen Verbreitung in der Tiefe allenfalls als spärliche Reste an der Oberfläche zu sehen. Als Baustoffe für den lokalen Bedarf noch in der Nähe der Siedlungen in zahlreichen kleinen Gruben gewonnen wurden, kamen aus den Meeressedimenten Haizähne, Seeigel, Muscheln, Schnecken, Ostrakoden, Korallen und Foraminiferen zutage, sowie verschiedene Rippen der Seekuh *Halitherium*, so z. B. in der Tongrube von Schöneck-Büdesheim oder auf dem Weinberg bei Bad Vilbel. Eine ausführliche Fossiliste findet sich in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN (1993).

Im höheren Oligozän bezeugen die Fossilien von Karben ein in der Salinität wechselndes aber zunehmend aussüßendes Milieu durch Abschluss der Meeresverbindungen nach Norden und Süden (Oberrad-, Rüssingen- und Wiesbaden-Formation). In breiten Flüssen wurde die Sandfracht aus dem Nordosten an die weiten Seeufer gespült (Abb. 7).

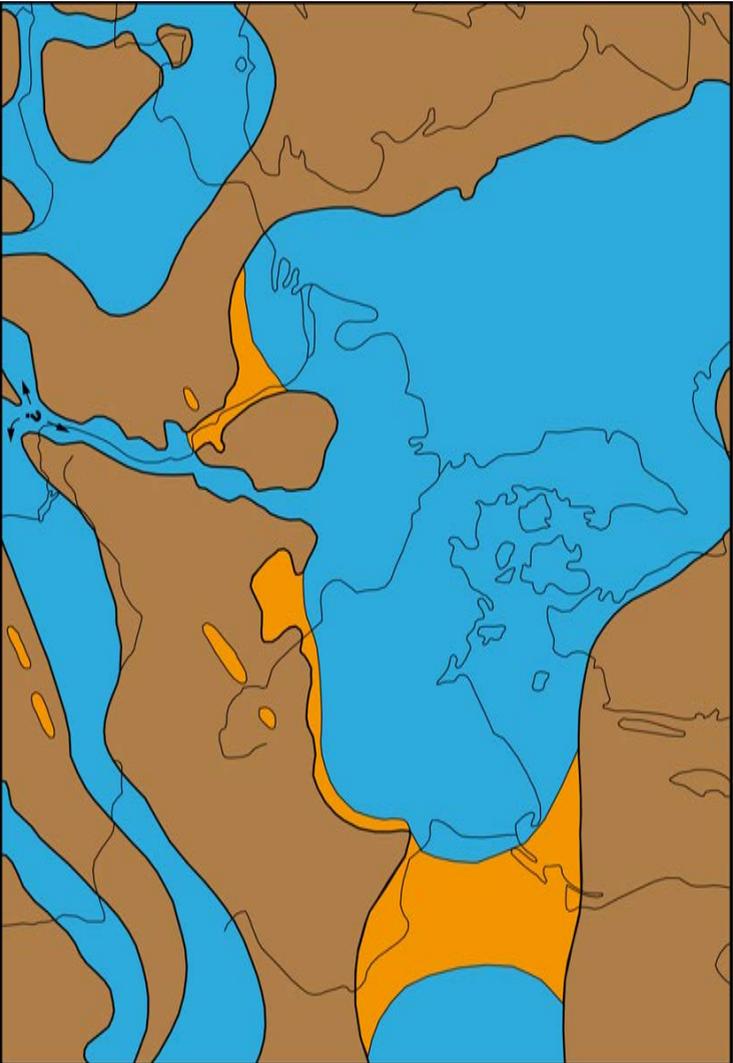


Abb. 6: Paläogeographische Skizze Mitteleuropas zur Zeit des Unteroligozäns. Die Meeresverbindungen im Süden des Oberheingrabens sind wegen fehlender Sedimentüberlieferung unsicher. Blau: Meer, braun: Festland, orange: große festländische Sedimentationsräume.



Abb. 7: Oligozäne Sande und Sandsteine im Quarzitwerk Gambach. Die lockeren Sande finden als Giesserei-Formsand Verwendung. In den festen Bänken ist der Sand durch Kieselsäure zu einem Sediment- oder „Braunkohlequarzit“ zementiert.



Abb. 8: Oligozäne Kiese der Rosbach-Rockenber-Formation in der Sand- und Kiesgrube Oberrosbach im Jahr 2002. Die gut gerundeten Gerölle und die schräg geschichteten Sedimentkörper sprechen für eine mehrfache Umlagerung des Sediments am unmittelbaren Fuß des Taunus.

Gleichzeitig werden mächtige Kiesbänke aus dem Taunus nach Süden und Osten geschüttet (Rosbach-Rocken-Formation, Abb. 8). Die jüngsten Sedimente vor dem Ausbruch der Vogelsbergvulkane finden sich im Süden, wie es auch die Formationsnamen dieser Süßwasserablagerungen erkennen lassen: Frankfurt-Formation, Niederrad-Formation, Praunheim-Formation. Das einschneidende Ereignis des Vogelsberg-Vulkanismus – sofern man bei dessen Dauer von etwa 9 Millionen Jahren überhaupt von einem Ereignis reden kann, gliedert das sedimentäre Tertiär in so genannte präbasaltische und postbasaltische Ablagerungen.

Der Vogelsberg-Vulkanismus wurde in vielen Einzelheiten bereits dargestellt, zuletzt von REISCHMANN & SCHRIFT (2010). Hier sollen nur einige grundsätzliche Informationen zusammengefasst werden.

Der Ausbruchsort ist sicherlich an tektonische Linien, d. h. tief reichende Bruchzonen der Erdkruste gebunden, denn der Vogelsberg liegt im Schnittpunkt von Oberrheingraben und Taunus-Südrand sowie weiteren kleineren Querstörungen. Er liegt aber auch auf einer West-Ost-Linie des jungen Vulkanismus in Mitteleuropa, die sich von der Eifel über den Westerwald, den Vogelsberg, die Rhön bis nach Nordböhmen und die Lausitz verfolgen lässt. Ein Zusammenhang dieser Vulkanität mit dem Aufschub der Alpen im Süden ist nahe liegend. Die Hauptphase vulkanischer Aktivität war im Vogelsberg zwischen 17 und 14 Millionen Jahren, bereits vor 10 Millionen Jahren dürfte der letzte Vulkan erloschen sein. Zufällig sind genau in dieser Zeit zwei kosmische Körper in Mitteleuropa aufgeschlagen und haben vor 14,7 Millionen Jahren die bekannten Krater des Nördlinger Rieses und des Steinheimer Beckens auf der Fränkischen und Schwäbischen Alb geschaffen.

Über die vulkanischen Erscheinungsformen im Vogelsberg wissen wir gut Bescheid, weil durch den Abbau der Basalte und ähnlicher Gesteine in enormen Steinbrüchen der Verlauf ehemaliger Lavaströme, Tuff- und Aschelagen, Schloten und Kontaktzonen zum Nebengestein sichtbar werden (Abb. 9).

Das heutige Bild des Vulkans ist folglich verschieden von vor über 100 Jahre alten Beschreibungen, in denen der Vogelsberg wie ein Schild- aber auch Schichtvulkan mit einem Zentralschlot und erheblicher topografischer Höhe dargestellt wurde (z. B. CHELIUS 1909), wenngleich erneut diskutiert wird, ob nicht ein Vorläufervulkan einst über 1000 m Höhe erreicht haben könnte. Heute wissen wir, dass sich in der Vogelsbergregion sehr viele Ausbruchsstellen in Form von Schloten und Spalten befinden, dass sich manche Lavaströme mit vermutlich großer Geschwindigkeit über weite Entfernungen ergossen, denn nur so konnten die



Abb. 9: Basaltbruch Ober-Widdersheim: unten: dichter Basalt aus einem Glutfluss erkaltet, oben: graue Aschen mit Gesteinstrümmern aus Partikelwolken.



Abb. 10: Aufgelassener Braunkohletagebau bei Dorn-Assenheim. Seit dem Ende der Kohleförderung 1991 steigt der Wasserspiegel und die Pflanzendecke erobert sich die ehemalige Industrie-Region.

Laven über die Wetterau bis in der Großraum Frankfurt fließen. Die mächtigen Gesteinslagen aus basaltischen Ergüssen, die bei Dietesheim abgebaut wurden, lieferten wertvolles Baumaterial, das Main abwärts zu den großen Bedarfsorten gut verschifft werden konnte.

Die fast runde Gestalt des Vogelsberges ist ein Ergebnis der Erosion und des radialstrahligen Abflusses seiner Gewässer. Da noch heute viele Höhenrücken im Südwesten des Vogelsberges, besonders in der Wetterau und im Ronneburger Hügelland von Erosionsresten dicker basaltischer Lavaströme bedeckt sind, dürfen wir annehmen, dass die Verbreitung der Vogelsbergbasalte zum Ende der aktiven vulkanischen Phase wesentlich großflächiger war als gegenwärtig.

Nach dem Abklingen der vulkanischen Tätigkeit wurden erneut Sedimente in den Senken abgelagert. Sie werden entsprechend als postbasaltisches Tertiär zusammengefasst. Im Wesentlichen handelt es sich um Schuttsedimente aus den sich weiterhin hebenden Mittelgebirgen in Form von Kiesen, Sanden und Tonen, aber auch um Braunkohlen, die einst unter wirtschaftlichen Gesichtspunkten von einiger Bedeutung waren. So wurde im Tagebau Dorn-Assenheim bis 1991 Braunkohle für das Elektrizitätswerk Wölfersheim abgebaut. Renaturierungs- bzw. Rekultivierungsmaßnahmen sind noch nicht abgeschlossen (Abb. 10).

Die bis heute gewonnenen Kiese bei Nieder-Mörlen sind ebenfalls jünger als der Vogelsberg-Vulkanismus. Sie wurden aus dem Hintertaunus in der Fließrichtung des heutigen Usa-Tals geschüttet. Weil sich in diesen splittrigen Kiesen („Nauheimer Kantkies“) keine Gerölle finden die jünger als Karbon sind, können wir damit annehmen, dass die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges vor 2 Millionen Jahren schon annähernd soweit abgetragen war wie heute.

Literatur

- CHELIUS, C. (1906): Geologischer Führer durch den Vogelsberg, seine Bäder und Mineralquellen. – 112 S., 1 K.; Giessen (E. Roth).
- DESOR, P. J. E. (1847): Sur le Terrain Danien, Nouvel Étage de la Craie.- Bull. Soc. Géol. France 2(3): 179–181; Paris.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2011) (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – SDGG 75, 464 S.; Hannover.
- ETTINGHAUSEN, C. v. (1868): Die fossile Flora der älteren Braunkohlenformation in der Wetterau. – Sitz-Ber. Wiener Akad. Wiss. math.-naturwiss. Klasse 57 (1): 807–893; Wien.
- GEYLER, T. & KINKELIN, F. (1887): Oberpliocänflora aus den Baugruben des Klärbeckens bei Niederrad und der Schleuse bei Höchst a. M. – Abh. Senckenberg Naturforsch. Ges. 15: 1–47; Frankfurt a. M.

- GÜMBEL, W. v. (1884): Ludwig, Rudolph August Birminhold Sebastian. In: Allg. Deutsche Biographie, Hist. Komm. Bayerisch. Akad. Wiss. 19: 612–615; München.
- 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; Wiesbaden.
- HARMS, F.-J. (2001): Eozänzeitliche Ölschiefervorkommen auf dem Sprendlinger Horst (Südhessen): Ein Modell zu ihrer Entstehung. – Natur und Museum 131 (3): 86–94; Frankfurt a. M.
- KINKELIN, F. (1892): Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. – Abh. geol. Specialk. Preussen u. Thüringische Staaten 9(4); Berlin.
- KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN G. (1993): Erl. GK 25 Bl. 5518 Frankfurt a. M. Ost. – 308 S.; Wiesbaden.
- LEONHARD, C. C. (1807): Das Maynthal zwischen Hanau und Frankfurt. – Taschenbuch für die gesammte Mineralogie 1: 74–103; Frankfurt am Main.
- LUDWIG, R. (1855): Geol. spec.-Kt. Großherzogth. Hessen. Section Friedberg, 1 : 50 000 mit Erl. – 76 S. Darmstadt (Jonghaus).
- NEUHAUS, S. (2010): New age for Paleogene/Neogene clastics at the northern termination of the Upper Rhine Graben (Hesse, Germany). Z. dt. Geowiss. 161/3: 303–322; Stuttgart.
- REISCHMANN, T. & SCHRAFT, A. (2010): Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas. – 252 S.; Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- SANDBERGER, F. (1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. – 458 S., 35 Taf. (Tafelband); Wiesbaden (Kreidel).
- SCHAAL, S. & ZIEGLER, W. (Hrsg.) (1988): Messel – ein Schaufenster in die Geschichte der Erde und des Lebens. – 1–315; Frankfurt a. M. (Kramer).
- TOBIEN, H. (1953): Die oberpliozäne Säugerfauna von Wölfersheim/Wetterau. – Z. dt. geol. Ges. 104: 191 S.; Berlin.
- ZILCH, A. (1934): Eine Perle aus der Meereszeit der Wetterau. Natur und Volk 64: 93–95; Frankfurt a. M.

Anschrift des Verfassers

Prof. Dr. Peter Prinz-Grimm
Institut für Geowissenschaften
Goethe-Universität
Altenhöferallee 1
60438 Frankfurt am Main
prinz-grimm@em.uni-frankfurt.de

Böden des Tertiärs

VON KARL-JOSEF SABEL

mit 10 Abbildungen

1 Tertiäre Verwitterungsrelikte

Im Rheinischen Schiefergebirge und den benachbarten Mittelgebirgen treten verbreitet beeindruckend tief greifende Gesteinverwitterungen auf, die andererseits aber nicht bis an die Oberfläche heranreichen. Ganz offensichtlich handelt es sich daher nicht um die rezenten Böden. So werden die Schiefer, Grauwacken des Hintertaunus oder der Phyllit im Vortaunus zu Ton zersetzt, die Quarzite zu grauem Sand und die Granite des Odenwaldes tiefgründig in Sand bis grobe Blöcke gelöst, und im Westerwald und Vogelberg finden sich tief rot gefärbte Erden (Abb. 1 und 2). Vor allem aus dem östlichen Hintertaunus liegen detaillierte Flächenuntersuchungen vor (FELIX-HENNINGSSEN & EBERHARD 2005). Das dominante Tonmineral Kaolinit und das rot färbende Eisenoxid Hämatit werden in den rezenten mitteleuropäischen Böden nicht gebildet, demzufolge mussten die vorgefundenen Verwitterungsreste eine vollkommen andere Genese in einer anderen Zeit erfahren haben.

Ursprünglich wurde die bis hin zu kaolinitisiertem Ton zersetzende Gesteinsverwitterung vornehmlich mit der Einwirkung aszendierender, also hydrothermal aufsteigender, postvulkanischer, CO₂-angereicherter Wasser erklärt. Dieser Überprägungsprozess ist dann aber immer an Verwerfungen gebunden und eher linear als flächenhaft verbreitet, wie z. B. HEINE (1970) für die gebleichten Sandsteine des Buntsandsteins bei Marburg/Lahn belegt. Die Zersatzzonen sind aber vor allem in flussfernen Landschaften, z. B. im Hintertaunus großflächig erhalten und deuten einen exogenen, also von außen auf die Landoberfläche einwirkenden

Verwitterungsprozess an. Demzufolge handelt es sich um Bodenbildungen und den unterlagernden Gesteinszersatz. Der genetische Zusammenhang und die Vergleichbarkeit der tertiären Bodenrelikte mit den rezenten tropischen Bodenbildungen ist erst in jüngerer Zeit als mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) von FELIX-HENNINGSSEN (1990) überzeugend belegt und heute „Allgemeingut“ worden.

Die pedogenen Relikte des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge sind verwirrend, findet man doch verbreitet tiefgründigen Gesteinszersatz in ursprünglicher Lagerung und originärer Struktur. Andererseits sind weite Ebenen von grauem Lehm bis Ton bedeckt, der als Bodenbildung anerkannt und als Weißlehm, später als Graulehm bzw. Grauplastosol in die Bodensystematik eingegliedert war. Und dann gibt es noch die auch für die rezenten Tropen so typischen tief roten Böden. Ein genetischer Zusammenhang der einzelnen Komplexe erschließt sich nicht automatisch, da selten die einzelnen Verwitterungskomplexe in ursprünglicher Lagerung noch erhalten bzw. aufgeschlossen zugänglich sind.

Das Rheinische Schiefergebirge und der Spessart waren während des Tertiärs Teile einer Festlandzone, die vom Südwesten Englands über die Bretagne bis zum Böhmischem Massiv und darüber hinaus reichte. Von Norden transgredierte das Meer immer wieder tief in die Eifel und das Sauerland. Da die Alpen noch nicht „geboren“ waren, kam es von Süden ob der beständigen Absenkung des Oberrheingrabens wiederholt zu Meeresvorstößen aus dem „Mittelmeerraum“, die zeitweise über Hessen Anschluss an das Nordmeer hatten. Marine Sedimente gibt es dementsprechend verbreitet und belegen die küstennahe Lage der Wetterau und des Hanauer Umlandes. Anders als heute gab es vor allem während des älteren Tertiärs noch kein Bergland, sondern offensichtlich eine weit gespannte, flache Insel. Denkt man sich die Täler, die vornehmlich erst im Zeitalter der Eiszeiten, dem Quartär, entstanden sind, weg, so lässt sich eine weit gespannte Verebnung, die eine damalige Festlandfläche gewesen sein muss, rekonstruieren (Abb. 3). Ursprünglich im Küstenniveau angelegt, nimmt sie heute im Rheinischen Schiefergebirge verbreitet Flächenreste in ca. 290 bis 320 m orographischer Höhe ein.

2 Rezente Bodenbildungen der Tropen

Die Entstehung von Böden wird ganz wesentlich von den Klimabedingungen, der Höhe, dem Jahresverlauf der Temperaturen sowie den Niederschlägen und

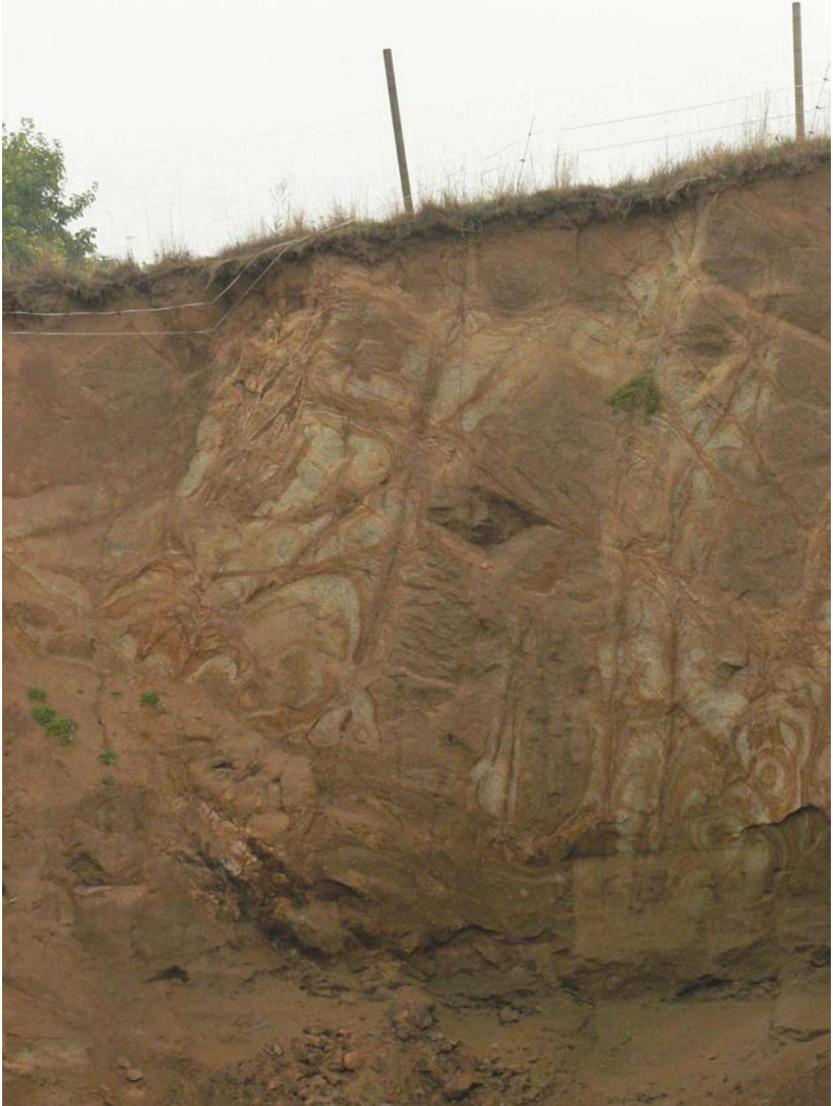


Abb. 1: Granitzersatz im Odenwald (Reichelsheim).



Abb. 2: Rottlehm, Nahe-Bergland.



Abb. 3: Rumpfflächenlandschaft, Hintertaunus.

ihrem Jahresgang bestimmt. Daneben spielen auch noch die Geländeformen und die Einwirkungsdauer der Verwitterung eine große Rolle. Variierend wirken sich Flora und Fauna, die Gesteinsarten und das Zuschusswasser wie Grund- oder Stauwasser aus. Bei der Betrachtung der Böden des Tertiärs, also einer viele Jahrmillionen andauernden Zeitepoche, fokussiert sich die Sicht auf das Klima und die Reliefgestaltung.

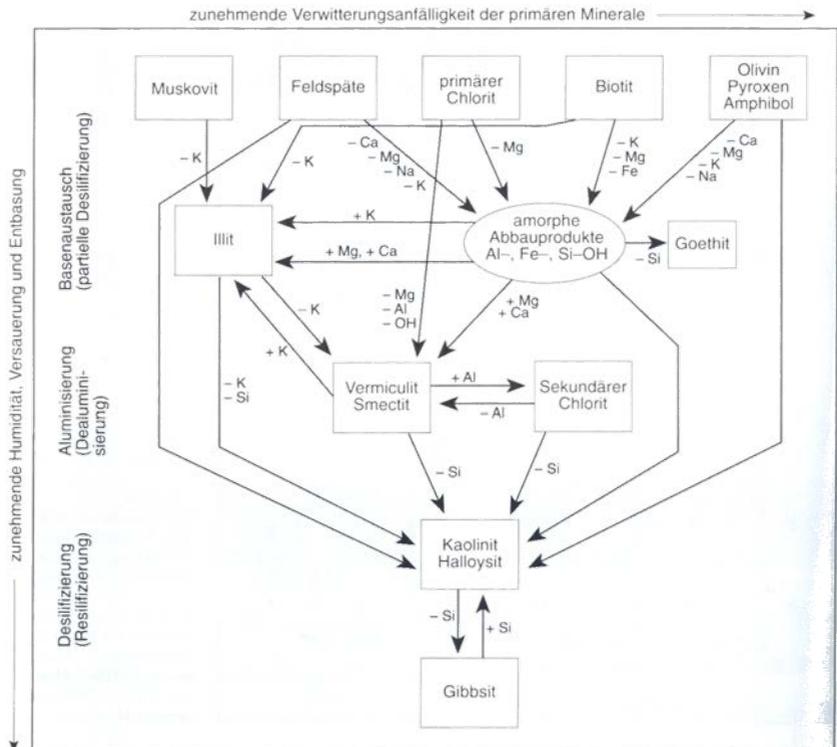
Während des Tertiärs ist – vereinfacht ausgedrückt – ein tropisches bis subtropisches Klima belegt. Das heißt, dass im Tertiär praktisch die gleichen Böden und Bodengesellschaften zu vermuten sind wie wir sie heute in den Tropen und Randtropen vorfinden. Per definitionem werden die Tropen als die Region beschrieben, deren kältester Monat im Durchschnitt wärmer als 18° Celsius misst.

Hält man sich die aktuellen tropischen Landschaften vor Augen, eröffnet sich eine ungeheure Vielfalt. Wir assoziieren spontan den immerfeuchten Regenwald des Amazonastieflandes und des Kongobeckens, die weit gespannten wechselfeuchten Feucht- und Trockensavannen Kenias und Nigerias aber auch Zentralbrasilien und wissen um die halbwüstenartige Sahelzone südlich der Sahara. Die nach Norden und Süden sich anschließenden semiariden bis ariden Subtropen reichen bis nach Südeuropa und Südafrika, nehmen den größten Teil Australiens ein, erstrecken sich über Nordindien nach Südchina und reichen bis tief in die Südstaaten der USA. Die bunte Vielgestaltigkeit dieser Landschaften spiegelt sich auch in der Variationsbreite der Bodenbildungen und ihrer Eigenschaften wider. Nicht anders ist das auch für die Bodengesellschaften des Tertiärs zu erwarten.

Darüber hinaus ist zu bedenken, dass selbst in der geologisch jüngeren Vergangenheit wiederholt markante Wechsel des Klimas aufgetreten sind, die ganz sicher nicht nur in der Vegetationszusammensetzung, sondern auch in der Bodenbildung reliktsche Merkmale hinterlassen haben. Beispielhaft sei auf den Einfluss der Hochzeit der letzten Eiszeit vor ca. 18 000 Jahren hingewiesen, als der größte Teil des Amazonasurwaldes von einer Steppe (Cerrado) verdrängt und der Wald auf den engeren Auenbereich des Flusses begrenzt war, was auch für Teile des heute üppig bewaldeten Kongobeckens gilt. Verbreitet setzten damals Erosions- und Umlagerungsprozesse ein, die anhand von Kiesstreifen (Stones Lines) im Bodensediment erkennbar sind und Diskordanzen im Bodenausgangsgestein markieren (SABEL 1981).

Um der verwirrenden Vielfalt Herr zu werden und *den typischen* Boden der Tropen beschreiben zu können, definiert die Wissenschaft den so genannten Klimaxboden einer Klimazone. So nennt man die Leitböden einer Klimazone, deren Genese durch das Klima, die Reliefposition und die natürliche Vegetation bestimmt ist, und die ein Reifestadium der Bodenentwicklung erreicht haben. Umgekehrt gilt auch der Grundsatz, dass dann Vorzeitklimata aus Reliktböden erschlossen werden können, heißt, dass Relikte tertiärer Böden demzufolge auch Rückschlüsse auf das Klima und die damaligen Umweltbedingungen zulassen.

Die Klimabedingungen fördern in den Tropen eine intensive chemische Silicatverwitterung, die mit der Zeit praktisch alle primären Minerale erfasst und umwandelt (Abb. 4). Primär setzt Entkalkung und Lösung weiterer Basen (Ca, Mg, Na, K) ein sowie eine partielle Desilifizierung, aber auch Eisenfreisetzung. Die Folgen sind eine Lockerung und bessere aquatische Wegsamkeit des Gesteins, was den weiteren Verwitterungsprozess begünstigt. Zwar werden ein Teil der Alkali- und Erdalkali-Ionen abgeführt, doch vielfach bilden sich auch neue Verbindungen und Schichtsilikate wie z. B. Illit oder Smektit. Mit weiter abnehmendem pH-Wert und zunehmender Versauerung zerfallen aber auch die mehrschichtigen Tonminerale, und es verbleiben letztlich nur noch Kaolinit und Halloysit. Parallel dazu bilden sich Si-, Al- und Fe-Oxide und -Hydroxide wie z. B. Quarz, Gibbsite, Goethit oder Hämatit und reichern sich angesichts der anhaltenden Auswaschung an. Die neu entstandenen Mineralparagenesen unterscheiden sich aufgrund der verschiedenen lithogenen, klimatischen und hydrologischen Ausgangsbedingungen. Über sauren Gesteinen bildet sich bevorzugt Kaolinit und Halloysit, über basischen vornehmlich Smektit. Final bleiben eigentlich nur noch die Minerale Zirkon, Turmalin, Anatas und Rutil originär erhalten, selbst Kaolinit kann bei



Silikatverwitterung. Zerfall und Umwandlung primärer Silicate zu sekundären Mineralen, vor allem zu Tonmineralen und Sesquioxiden. – Nach versch. Quellen.

Abb. 4: Modell der Silikatverwitterung (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH).

Mangel an Si-Ionen noch abgebaut werden. Das Ergebnis ist ein exorbitanter Massenverlust vornehmlich an Kieselsäure und basischen Kationen und eine Minimierung der Lagerungsdichte, was optisch aber kaum wahrnehmbar ist, da die primäre Mineralstruktur des Gesteinskomplexes erhalten bleibt und auch keine Sackung einsetzt. Die Verwitterung verläuft weitgehend isovolumetrisch. In dieser als Saprolit bezeichneten Zersetzungszone können in grobkristallinen Gesteinen Blöcke vom sickern Bodenwasser „umgangen“ bleiben, so dass sie sozusagen in der ansonsten wesentlich stärker verwitterten Matrix schwimmen. Ob ihrer typisch rundlichen Form werden sie „Wollsackblock“ genannt.

Im oberen Saprolitbereich und im Boden selbst nimmt aufgrund der Resilifizierung des Gibbsite und der amorphen Aluminiumsilicate der Anteil des Kaolinites dominant zu, zumal sich auch der Halloysit in Kaolinit umwandelt (siehe Abb. 1).

Der eigentliche Boden, das Solum, ist entweder in situ durch fortschreitende Verwitterung aus dem Saprolit entstanden oder, was ungleich häufiger vorkommt, aus umgelagertem Boden- und Zersetzsediment. Entsprechend der reliktschen Mineralgruppen werden die Böden als Ferralsol klassifiziert, in älterer Literatur auch als Ferrisillit und Ferrallit (Fe, Si, Al). Wesentlich unterscheidet sich das Solum vom Saprolit, optisch einmal durch die durch Auflösung der primären Gesteinsstruktur und der Bildung eines pedogenen Gefüges, sowie durch die markante Rotfärbung der Bodenmatrix infolge der Hämatitbildung (Abb. 5). Im Übergang von Saprolit und Boden tritt die pedogene Rotfärbung fleckenartig in den Resten der Gesteinsstruktur auf. Der rot färbende Hämatit wird gegenüber Goethit durch geringere Wassergehalte und höhere Temperaturen gefördert und charakterisiert daher die tropische Bodenbildung.

Die Böden weisen meist ein erdiges Aggregatgefüge auf, was auf die hohen Fe- und Al-Gehalte zurückzuführen ist, die mit anderen Bodenteilchen Verbindungen eingehen und schluffig-sandige Bodenarten formen. Neben der Peloturbation fördert vor allem die intensive Wühltätigkeit der Termiten die Homogenisierung der Bodenmatrix. Die Eisen-, Mangan- und Aluminium-Oxide reichern sich im Unterboden relativ an und erfahren in konvergenten Hangformen wie seichten Dellen und Unterhängen sogar noch eine Zufuhr, so dass stellenweise hohe Konzentrationen auftreten. Vor allem nach Erosion des Oberbodens können die Anreicherungshorizonte verkitten und bei anhaltender Austrocknung dann hart zementierte eisen- und aluminiumhaltige Krusten (Ferricrete) oder siliciumoxidhaltige Silicrete bilden.



Abb. 5: Rezenter Ferralsol.

3 Die Bodenrelikte des Tertiärs

Im Wesentlichen bestätigen die Untersuchungen an den tertiären Bodenrelikten die aktuellen Bodenbildungsprozesse der rezenten feucht-warmen Tropen. Die teils enorme Mächtigkeit der Relikte setzt voraus:

- eine lange Andauer des Verwitterungsprozesses und der Saprolitbildung und
- einen geringeren Bodenverlust durch Abtrag als den Zuwachs der Tiefenverwitterung.

Für die Kreide und das ältere Tertiär sind Jahrtausende währende feucht-warme bis semiaride Klimabedingungen ohne länger anhaltende dramatische Klimaveränderungen belegt. In dieser Zeitspanne konnte der Prozess der Entbasung und Desilifizierung sowie die Neubildung des Kaolinites anhalten. Das jüngere Tertiär ist klimatisch „unruhiger“ nicht zuletzt auch wegen der einsetzenden Tektonik und des Vulkanismus.

An der Wende Kreide zum Tertiär muss man sich die Landschaft als weite, flachwellige Ebenheit vorstellen, die nur wenig über dem Niveau des Meeresspiegels lag. Lediglich die Härtingszüge z. B. des Taunuskammes werden auch damals schon über die Umgebung hinausgeragt haben. Ansonsten machten sich Gesteinsunterschiede wenig bemerkbar, da die Saprolitisierung über alle Gesteinsarten eine mehr oder weniger gleichmäßige Tiefenverwitterung ausgelöst hatte. Es gab kein markantes Relief und infolgedessen auch keine ausgeprägte Talbildung und wenig Erosion. Dafür spricht auch, dass in den tertiären Bodenresten praktisch immer Reduktions- und Bleichzonen auftreten, die einen verbreitet hoch anstehenden Grundwasserstand belegen und eine starke Relieferung ausschließen. Die Bildung der Verebnungen, in der Fachliteratur als Rumpfflächen kartiert, ist auf Denudationsprozesse zurückzuführen, die vor allem unter semiaridem Klima einsetzten. Das Solum bildete sich dann aus dem saprolitischen Gesteinszersatz immer wieder neu. Dafür spricht, dass in den Böden Mineralneubildungen des Saprolits dominieren, der folglich vor der Bodenbildung entstanden sein muss. Der Bodenverlust durch Abtragung muss aber deutlich hinter dem Fortschreiten der Tiefenverwitterung geblieben sein, da der Saprolit lokal selbst heute noch mit großer Mächtigkeiten verbreitet ist.

Mit dem Vulkanismus wurden völlig neue Bodenausgangsgesteine z. B. im Vogelsberg, dem Westerwald oder der Rhön verbreitet, und die Pedogenese setz-

te auf den jungen vulkanischen Gesteinen neu an. Charakteristisch für diese eher basischen Standorte ist ihr auffallend rotes Solum (Laterit). Neben der pedogenetischen Rotfärbung muss beachtet werden, dass bei der Überfärbung der Lavadecken das Liegende gefrittet wird und gleichsam eine ziegelrote Farbe annimmt. Die syngenetische Rotfärbung erfolgt durch die Umwandlung des Magnetits in Hämatit. Gegenüber den echten Bodenbildungen des Tertiärs weisen diese als Edaphoide bezeichneten Erscheinungen im Solum Montmorillonit statt Kaolinit und Gibbsit auf (JARITZ 1966).

Die alpidische Gebirgsbildung und die damit zusammenhängende saxonische Bruchschollentektonik in der heutigen Mittelgebirgslandschaft setzten erst ab Mitte des Tertiärs ein. Die zunehmende Relieferung der Landschaft begünstigte im jüngsten Tertiär starke bodenerosive Prozesse, die den größten Teil des Bodens und der Verwitterungsdecke abtrugen. Lediglich in den geschützten Reliefpositionen und erosionsfernen Wasserscheiden erhielten sich Reste der Bodenbildung und vor allem des Saprolites. Im nachfolgenden Quartär wurden die Abtragungsprozesse vor allem während der Eiszeiten eher noch verschärft. In den Mittelgebirgen sind die oberflächennahen Verwitterungsreste des Tertiärs in die Solifluktiondecken eingemischt. In der Basislage wurde die ursprüngliche Struktur des Gesteinszersatzes zerstört und die Komponenten solifluidal eingeregelt, der Mineralbestand blieb dagegen erhalten. Abb. 6 zeigt, wie die tertiäre Fleckenzone im Bereich des Hakenschlagens in die solifluidale Basislage umbogen wird. In den jüngeren Solifluktiondecken sind zudem äolische Sedimente beigemischt, die die Standorteigenschaften des Saprolits mehr oder minder veränderten. Die jung gebildeten Eisenoxide färben als Goethit die Böden braun. Außerhalb der Mittelgebirgslagen sind Saprolitreste nur in tektonischen Senkungsgebieten erhalten, aber von jüngeren Sedimenten fossilisiert und weitgehend unzugänglich, ansonsten z. B. fluvial ausgeräumt.



Abb. 6: Periglazial überprägte Fleckenzone, Wasenbach.

4 Beispiele

Auf zwei regionale Beispiele sei im Folgenden eingegangen. Im Sommer 2006 wurden durch Baumaßnahmen im Bereich des Höhenzuges zwischen Neuberg-Ravolzhausen und Langenselbold umfangreiche Aufschlüsse in den Schluffsteinen des Rotliegend zugänglich. Abb. 7 zeigt ein offensichtlich tertiäres Bodenprofil mit folgendem Aufbau. „Im abgeschrägten Anschnitt sind an der Basis kompakte Rotliegendeschichten im Sedimentverband zu erkennen. Sie bröckeln beim Planieren ab. Die höheren Rotliegendpartien (oberhalb der grauen Lage) sind intensiv verwittert. Die Gesteinsstruktur ist hier aufgelöst, zu erkennen an der glatten Oberfläche. Dieser fossile (bedeckte) rote Boden reicht bis in die Höhe des Spatens (obere Mitte), wo ein System von Trockenrissen (helle Streifung) ausgebildet ist. Darüber liegen geringmächtige helle Sande des Untermiozäns (Inflatenschichten)“ (SEIDENSCHWANN 2009). Typisch für die tertiäre Bodenbildung ist die intensive chemische Verwitterung zu Ton, in dem sich bei wechselfeuchten Klimabedingungen in der Trockenzeit ausgeprägte Schrumpfrisse ausbilden (Abb. 8). Aufgrund der Überflutung und Verschüttung mit andersfarbigen Sedimenten konnte der ursprüngliche Bodenzustand wie in einer Momentaufnahme erhalten bleiben.

Der einstige Bauxittagebau „Eiserne Hose“ bei Lich ist seit Jahrzehnten ein bedeutender Aufschluss unter anderem für die tertiäre Bodenbildung (zuletzt REISCHMANN & SCHRIFT 2010). Benachbart gelegen zu den Fluren „Am Rotenschitt“ und „Rotenfeld“ imponiert der aufgeschlossene Laterit durch die auffällige Rotfärbung der Hämatitanreicherung. Die anstehenden tholeiitischen Basalte des Vogelsberg-Vulkanismus wurden vor ca. 17–15 Millionen Jahre gefördert, und ihre Verwitterung erfolgte unter warm-feuchten Klimabedingungen im Miozän. Diese Saprolitisierung ist folglich ungleich jünger als die des Rheinischen Schiefergebirges. Infolge der Auswaschung der Kieselsäure und der leicht löslichen Alkali- und Erdalkali reicherten sich Eisen und Aluminium relativ an. Der Hämatit verdichtete sich dann zu Basalteisenstein, der als Krustenstücke im Solum auftritt. In aluminiumreichen Zonen bildete sich der Bauxit, der aus den Mineralen Gibbsit, Diaspor und Böhmit besteht.

Im Westen der Grube ist der Saprolit aufgeschlossen (Abb. 9). Die Gesteine sind weitgehend zersetzt und mürbe, z. T. zu Ton verwittert, aber die Gesteinsstruktur ist noch erhalten. Bohrungen haben selbst in 30 m Tiefe den anstehenden Basalt noch nicht erreicht. Stellenweise lassen sich im Saprolit Bauxitknollen, an ihrem geringen Gewicht leicht zu identifizieren, nachweisen. Im Übergang zur Roterde steht so genannte Gelberde an, die durch die Bleichung des zirkulierenden



Abb. 7: Nordwestwand (SEIDENSCHWANN 2009).



Abb. 8: Trockenrisse (SEIDENSCHWANN 2009).



Abb. 9: Saprolit in der Grube „Eiserne Hose“ (REISCHMANN & SCHRAFT 2010).



Abb. 10: Laterit in der Grube „Eiserne Hose“ (REISCHMANN & SCHRAFT 2010).

Bodenwassers entstanden ist. Der Laterit hat das für Ferralsole typische erdige Bodengefüge (Abb. 10). Auch in der Roterde sind oft bänderförmig Bauxitknollen

angereichert, was analog zu den Stones Lines für wiederholte Umlagerungen des Solums spricht. Diese oft nur kurzstreckigen Materialbewegungen sind sehr charakteristisch für die wechselfeuchten Tropen und belegen den Prozess der tertiären Flächenbildung. Auch dieses Bodenrelikt ist in den obersten Bereichen während des Quartärs solifluidal umgelagert und mit Löss angereichert worden. Diese „Bodenverbesserung“ ist an der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung in der Nachbarschaft erkennbar.

5 Literatur

- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge – Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden. Paläoklima 6: 192 S.; Berlin-Stuttgart.
- FELIX-HENNINGSSEN, P., EBERHARDT, E. (2005): Aufbau, Genese und quartäre Überprägung der Mesozoisch-Tertiären Verwitterungsdecke (MTV) im Hintertaunus (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitteilgn. Deutsch. Bodenkundl. Ges., Bd. 105: 164–175; Oldenburg.
- HEINE, K. (1970): Die Bleichung der Sandsteine bei Marburg/Lahn – eine hydrothermale Bildung. – Notizblatt Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Band 98: 198–205; Wiesbaden.
- HINTERMAIER-ERHARD, G., ZECH, W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde; Stuttgart.
- JARITZ, G. (1966): Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes. – 152 S.; Bonn.
- JUNG, J. (2004): Tertiärzeitliche Verwitterungsbildungen im Buntsandstein des Südwest-Spessarts und ihre eiszeitliche Aufarbeitung. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Museums Aschaffenburg, Band 23, 131 S.; Aschaffenburg.
- REISCHMANN, T., SCHRAFT, A. (2010): Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas. – Umwelt und Geologie. HLOG, 252 S.; Wiesbaden.
- SABEL, K.-J. (1981): Beziehungen zwischen Relief, Böden und Nutzung im Küstengebiet des südlichen Mittelbrasilien. – Z. Geomorph. N.F., Suppl. – Bd. 39: 95–107; Berlin, Stuttgart.
- SCHWARZ, T., EMMERICH, K.-H., MOLDENHAUER, K., VORDERBRÜGGE, T. (1993): Bodenbildung und tertiäre Verwitterung auf den Basalten des Vogelsberges.

– 12. Tagung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. 62 S.; Berlin.

SEIDENSCHWANN, G. (2009): Der Untergrund der Autobahnabfahrt Langenselbold West. Kurze Mitteilung über eine erd- und landschaftsgeschichtliche Fundgrube. – Wetterauer Notizen, H. 9, Juli: 5–10; Hanau.

Anschrift des Verfassers

Prof. Dr. Karl-Josef Sabel
Kassernstr. 8
65719 Hofheim am Taunus

Der Steinbruch Gaulsberg bei Ortenberg – Ein herausragendes Geotop des vulkanischen Tertiärs

von KERSTIN BÄR
mit 17 Abbildungen

1 Einleitung

Der Steinbruch Gaulsberg bei Ortenberg (Hessen), in dem bis vor kurzem Basalt abgebaut wurde, beeindruckt zunächst durch seine Größe und durch die Säulen, die die Wände des Steinbruchs bilden. Weitere Details zur Geologie erschließen sich dem interessierten Laien nicht so ohne weiteres. Nach dem Ende des Abbaus stellt sich die Frage, welche Art der Folgenutzung sinnvoll und möglich ist. Auch an eine touristische Nutzung ist gedacht. Dazu ist wichtig zu wissen, welche geologischen Aspekte vor Ort vermittelt werden können. Die unterschiedlichen Aspekte zusammenzustellen und anschaulich zu erläutern, war deshalb Ziel des vorliegenden Textes. Es ging also ursprünglich um eine fachliche Hilfestellung für Personen, die planerisch oder organisatorisch mit der weiteren Entwicklung des Geotops befasst sind. Darüber hinaus ist eine solche Zusammenstellung aber auch geeignet, anhand des konkreten Beispiels einen Einblick in die regionale Geologie zu bekommen und insofern von allgemeinerem Interesse. Sie kann dazu anregen, sich mit der „Erdgeschichte vor der Haustür“ zu befassen und dabei möglicherweise selbst Erstaunliches zu entdecken.

2 Das Vulkangebiet Vogelsberg mit dem Gaulsberg

Zunächst soll der geologische Rahmen vorgestellt werden, in dessen Zusammenhang der Gaulsberg zu sehen ist.

Der Gaulsberg bei Ortenberg gehört geologisch zum Vulkangebiet des Vogelsberges. Dieses erstreckt sich über ca. 2300 km² zwischen Gießen, Alsfeld, Lauterbach, Schlüchtern, Büdingen und Friedberg mit südlichen Ausläufern bis Hanau und Frankfurt. Es ist von basaltischen Gesteinen geprägt und wird oft als das größte Vulkangebiet Mitteleuropas bezeichnet (die Auvergne ist größer, wird aber nicht immer zu Mitteleuropa gezählt). Die Aktivität der Vulkane lag im Zeitalter des Tertiär und speziell in einem Zeitraum vor ca. 19 bis 15 Mio. Jahren (REISCHMANN & SCHRAFT 2009). Die Entstehung des Vulkangebietes wird mit der Kollision der Afrikanischen mit dem europäischen Teil der Eurasischen Kontinentalplatte in Zusammenhang gebracht. Durch diese Kollision werden seit dem Tertiär die Alpen aufgefaltet und es bildete sich der Oberrheingraben – mit randlichen Senkungsgebieten wie Mainzer Becken oder Hanau-Seligenstädter Senke. In der Verlängerung des Oberrheingrabens findet man die Wetterau mit dem Horloffgraben und nach Norden die Niederhessische Senke. Der Vogelsberg liegt dort, wo sich die Verlängerung des Oberrheingrabens mit der alten Bruchzone des Taunussüdrandes kreuzt (siehe Abb. 1).

Im touristischen Marketing wird der Vogelsberg gern als „Vulkan“ bezeichnet. Geologisch gesehen handelt es sich allerdings um viele hundert Vulkane. Sie brachen zum Teil explosiv aus, warfen dabei Material aus und produzierten dabei vulkanische Ablagerungen (Pyroklastika, Vulkaniklastika, umgangssprachlich als „Tuffe“ zusammengefasst) oder sie brachen ruhig aus, indem Lavaströme ausflossen. Die Lavaströme und die Aufstiegskanäle des Magmas, wie Schloten und Gänge, erkalteten zu dunklen Vulkangesteinen (Basalten und Basaniten).

Durch den langen Zeitraum seit seiner Entstehung sind erhebliche Teile des vulkanischen Vogelsberges bereits wieder abgetragen. Gerade die weicheren vulkanischen Gesteine („Tuffe“, siehe oben) findet man vielerorts nur noch im Untergrund. Dort sind sie allerdings für den Vogelsberg, der ein großes Trinkwassergewinnungsgebiet ist, von wesentlicher Bedeutung (LESSMANN et al. 2001). Durch die Abtragung wurden Lavaströme von ihren Fördergebieten abgeschnitten (z. B. am Glauberg) und Schloten, d. h. Aufstiegskanäle des Magmas wurden heraus präpariert, so dass sie nun häufig Bergkuppen bilden (siehe Abb.2. Auch am Gaulsberg, der ein Schlot ist, hatte sich eine solche (inzwischen durch den Steinbruchbetrieb verschwundene) Bergkuppe gebildet. In den Randlagen des Vulkangebietes, wo die Lavadecken bereits größtenteils abgetragen sind, kommen Schloten im Gelände besonders gut zur Geltung und zwar umso mehr, je weicher

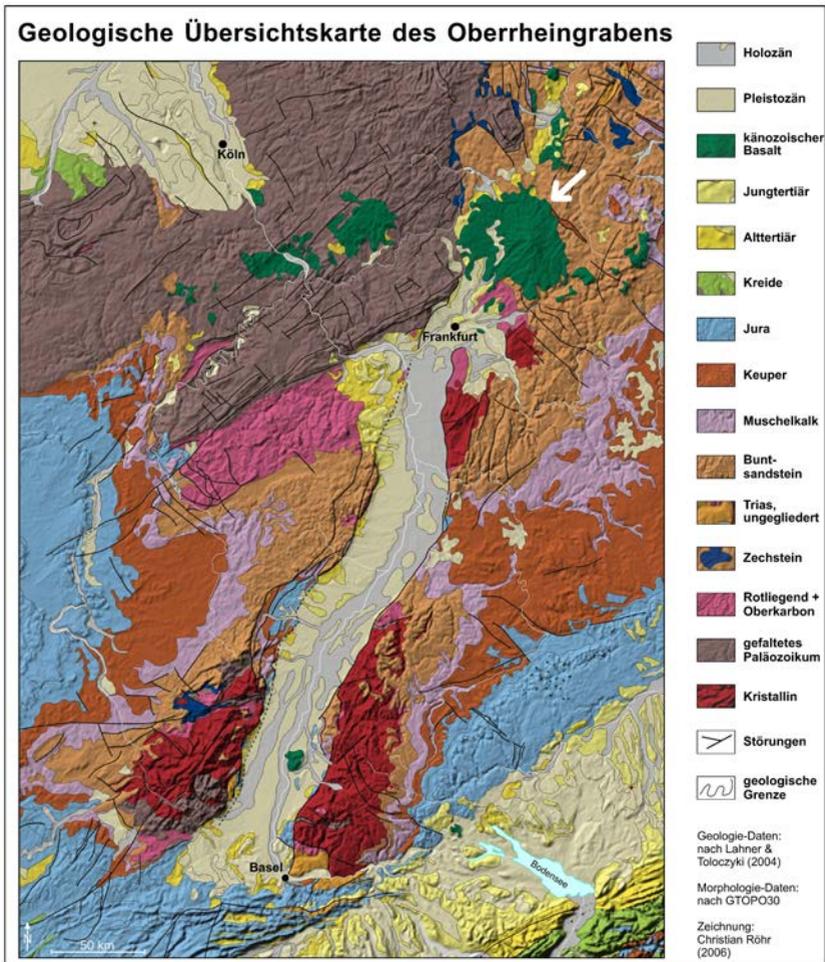


Abb. 1: Geologische Karte von Südwest-Deutschland mit angrenzenden Gebieten. Der Vogelsberg (Pfeil) liegt in der nördlichen Verlängerung des Oberrheingrabens (RÖHR 2006)

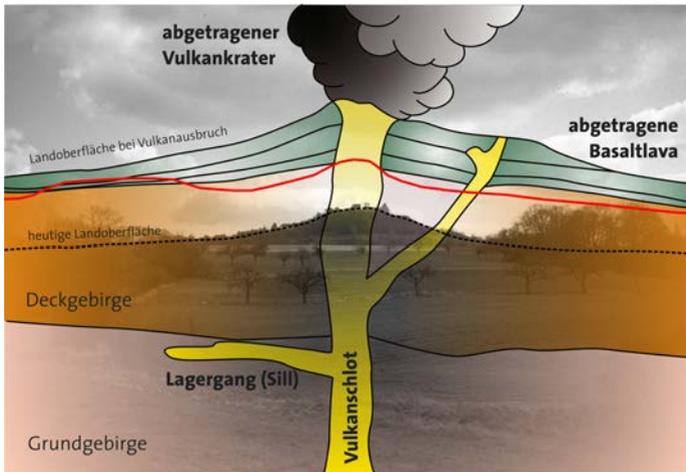


Abb. 2: Schema zu einem herauspräparierten Schlot. Die Verhältnisse am Otzberg (Odenwald) sind denen großer Schlote am Rand des Vogelsberges ähnlich. Die ungefähre Position der Landoberfläche am Rand des Vogelsberges ist mit einer roten Linie dargestellt. Hier sind benachbart zum Schlot noch Lavaströme erhalten geblieben. Quelle: © GEOPARK BERGSTRASSE-ODENWALD, BABIST, 2005, verändert

die Gesteine sind, die den Schlot umgeben (z. B. Amöneburg, Fetzberg, Gleiberg am Nordrand des Vogelsberges).

Den geologischen „Unterbau“ des vulkanischen Vogelsberges bilden Ablagerungen aus sehr unterschiedlichen Zeitaltern. Im Westen sind es überwiegend Sedimente, die ebenfalls aus dem Tertiär stammen, im Osten ist es vor allem Buntsandstein und im Süden kommt teilweise Rotliegendes hinzu. Im Zentrum ist der Vogelsberg so stark eingesunken, dass der Unterbau auch im Rahmen von Tiefbohrungen zum Teil noch nicht erkundet werden konnte (EHRENBERG & HICKETHIER 1985).

3 Geologie rund um Ortenberg

Ortenberg liegt am südlichen Rand der heutigen Ausdehnung des Vulkangebietes. Hier treten nach Abtragung der Lavaströme verschiedene ältere Gesteine zu Tage. Dies hat eine besonders abwechslungsreiche Geologie zur Folge. Direkt bei Ortenberg ist vor allem Buntsandstein verbreitet. Es handelt sich um in rötliches Ablagerungsgestein, das vor etwa 250 Mio. Jahren durch Flüsse gebildet wurde,

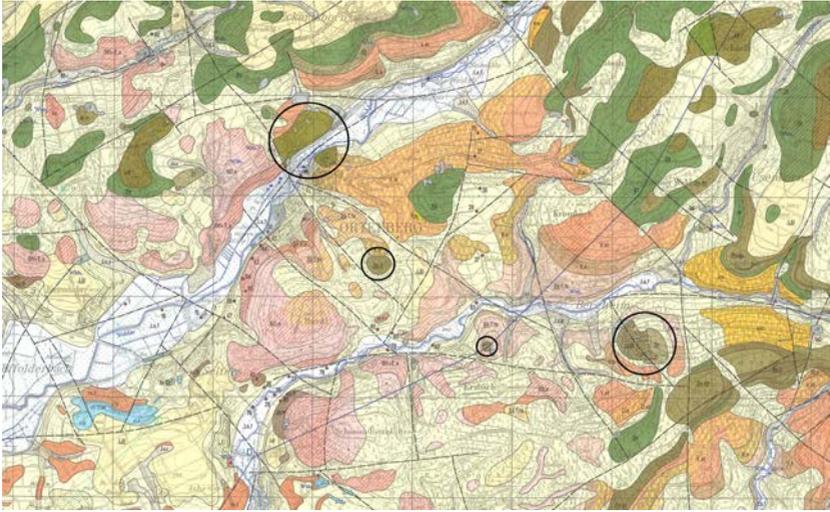


Abb. 3: Geologische Karte 1:25 000 Blatt Ortenberg: Die vielen dargestellten Farben geben die Vielfalt der Gesteine wieder. Die verschiedenen Grüntöne sind Basalte und Basanite. (EHRENBERG & HICKETHIER 1978a). Schlote sind hier zusätzlich mit Kreisen markiert.

die in einer halbwüstenartigen Landschaft Sande und zum Teil Ton oder Kies in ein großes Festlandsbecken transportierten. Dieser Buntsandstein ist teilweise durch tropisches Klima im Tertiär sowie durch aufsteigende kohlenstoffhaltige Wässer zu Kaolinsand verwittert (EHRENBERG & HICKETHIER 1978b). In der Nähe sind auch noch ältere Gesteine des Zechstein und des Rotliegenden zu finden. Dort wo noch in größerem Umfang Basaltdecken erhalten sind – nordöstlich von Ortenberg, zum Hohen Vogelsberg hin, sind auch tertiäre Verwitterungsprodukte des Basalts zu finden. Die Erze, die dort gewonnen und verarbeitet wurden (Buderus Hirzenhain), entstanden nach tiefgründiger Verwitterung der Basalte unter subtropischen Bedingungen im Tertiär (EHRENBERG & HICKETHIER 1978b).

So ist hier mit vulkanischen und nichtvulkanischen Gesteinen sowie deren Verwitterungsprodukten insgesamt eine große geologische Vielfalt festzustellen. Dies soll im Rahmen eines geplanten Geopfades deutlich gemacht werden. Auch der Gausberg könnte einbezogen werden.

Dadurch, dass kleinere Abbaustellen nicht mehr wirtschaftlich sind und meist schon lange aufgegeben wurden, konzentriert sich der Abbau auf wenige große Abbaustellen. Im Gegensatz zu Lavaströmen reichen die Basalte der Schlote in die Tiefe und große Schlote bieten damit große Mengen Material. Große Schlote

findet man außer am Gaulsberg bei Ortenberg auch noch am Rodenberg bei Ortenberg-Bergheim. In beiden liegen große Basalt-Steinbrüche.

Die geologische Vielfalt und auch die Schlotte bei Ortenberg und Ortenberg-Bergheim, die im Buntsandstein stecken, sind auf der Geologischen Karte gut zu erkennen (Abb. 3). Es wurden weitere kleinere Schlotte festgestellt.

Für Geologen besonders interessant sind Standorte, an denen keine Boden- oder Pflanzenbedeckung besteht und der geologische Untergrund aufgeschlossen ist. Unter diesen Aufschlüssen gibt es einerseits natürliche, wie Felsen und andererseits Aufschlüsse, die durch Abbau entstanden sind. Letztere bieten meist bessere Einblicke in die Erdkruste, da sie „frischer“ sind, d. h. noch nicht so lange der Verwitterung ausgesetzt waren. Der Gaulsberg und der auf der anderen Talseite liegende Ortenberger Schlossberg zusammen bieten Besuchern natürliche und künstliche Aufschlüsse im Vergleich.

Besonders interessante oder schöne Aufschlüsse werden als Geotope bezeichnet und sollen erhalten werden. Im Zusammenhang mit der Erhebung von Geotopen für das Buch „Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas“ (REISCHMANN & SCHAFT 2009) wurde vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) der Steinbruch Gaulsberg erfasst. Auch bei der Suche nach Geotopen für die Erweiterung der Deutschen Vulkanstraße wurde er betrachtet und als national bedeutend bewertet (DEUTSCHE VULKANOLOGISCHE GESELLSCHAFT, Mendig, unveröffentlicht).

4 Der Gaulsberg im Detail

Im Folgenden werden verschiedene geologische Aspekte beschrieben, die am Gaulsberg zu sehen sind.

4.1 Die Geologische Struktur

Beim Gaulsberg handelt es sich um einen großen vulkanischen Schlotkomplex, der einen maximalen Durchmesser von ca. 650m hat. Es wird vermutet, dass der Schlossberg und der Gaulsberg zu einem Schlot gehören, der durch die Nidder zerschnitten wurde. Sicher bestätigen ließ sich dies bisher nicht (EHRENBERG & HICKETHIER 1978b). Eventuell sind die Magmen beider Bereiche das letzte Stück getrennt aufgestiegen, nutzten allerdings im tieferen Untergrund einen gemeinsamen Aufstiegsweg.

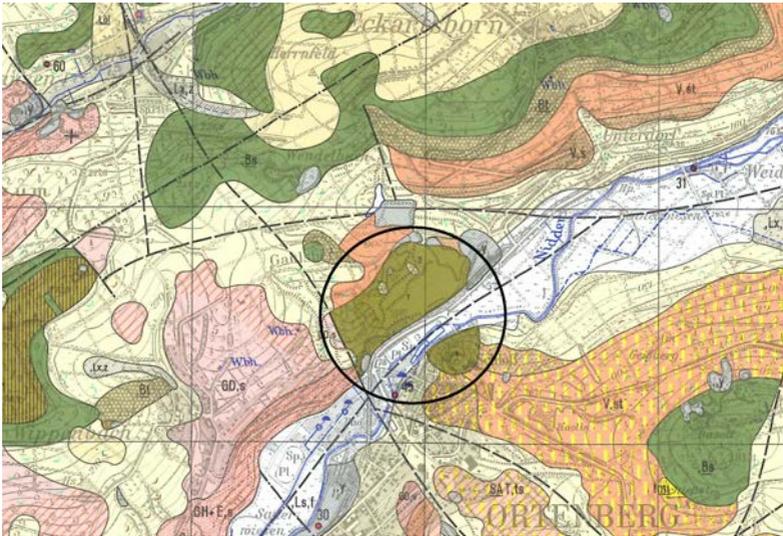


Abb. 4: Umgrenzung des möglichen Gesamt-Schlotes aus Schlossberg und Gaulsberg (Der Kreis markiert den ungefähren Bereich des Schlotes, der Schlot selbst ist allerdings nicht rund im Querschnitt) (EHRENBERG & HICKETHIER 1978a).

Auf der Geologischen Karte (siehe Abb. 4) erkennt man gut den umgebenden Buntsandstein in verschiedenen rosa Farbtönen. Dort, wo er kaolinitisiert ist, ist in der Karte eine Übersignatur durch gelbe Striche eingetragen. Lavadecken liegen in verschiedenen Grüntönen auf den Bergrücken über dem Buntsandstein. Unter ihnen liegt teilweise explosiv gefördert Material („Tuff“, grün mit weißen Punkten). Hellgelb ist Löss dargestellt, der während der Eiszeiten heran geweht und abgelagert wurde. Er überdeckt die älteren Gesteine in vielen Bereichen.

Ein Beispiel für einen noch aktiven und gut zu beobachtenden Schlot ist am Erta-Ale in Äthiopien zu finden. Dort steht das Magma in einem Lavasee. Er ist allerdings gegenüber dem Schlot des Gaulsbergs winzig, nur etwa 50 m im Durchmesser (Abb. 5a). Fördert ein solcher Schlot mehr Magma, läuft der Schlot über und es entsteht ein Lavastrom. Dieser kann, je nach dem ob er dünn- oder zähflüssig ist, eine glatte Oberfläche haben oder zerbrochen sein (Abb. 5b). Ob der Gaulsberg-Vulkan als Lavasee erstarrt ist oder Lavaströme gebildet hat, kann man nicht mehr nachvollziehen, da der obere Teil des Vulkans abgetragen wurde (entsprechend Abb. 2).



Abb. 5: Links ein Beispiel für einen Lavasee: der Lavasee des Erta-Ale (Quelle: Wikipedia, HERVÉ STHIOUL). Rechts ein noch glühender Lavastrom, darunter erstarrte, aber noch frische Stricklava (Hawaii, Quelle: www.usgs.gov)

4.2 Säulenbildung in einem Schlot

Der Basalt des Gaulsberg- und Schlossberg-Schlotes ist in Form von Säulen erstarrt. Die typischen mehrseitigen Säulen bilden sich durch die Schrumpfung des Materials beim Erkalten (siehe Abb. 6). Die Klüfte zwischen den Säulen sind also Schwundrisse. Dadurch, dass sie von den Abkühlungsflächen ausgehen, stehen Säulen immer senkrecht zu den Abkühlungsflächen, geben also nicht etwa eine Fließrichtung des flüssigen Gesteins wieder. (Nicht immer bilden sich Säulen. Damit sich Säulen bilden können, müssen während des Abkühlens relativ ruhige Bedingungen herrschen.)

Im Aufstiegskanal des Gaulsbergs sind mehrere Schübe von Magma aufgetreten und zu Säulen erstarrt. Im Gegensatz zu kleinen Schloten, deren Säulen oft insgesamt regelmäßige Strukturen bilden, ist die Situation in einem Schlotkomplex unübersichtlich. Sofern sich Säulen bilden, erscheinen sie nur innerhalb kleiner Bereiche geordnet (7). Dafür beeindruckt hier die Größe.

Ein recht geordneter Bereich ist der obere Teil der Ostwand (siehe Abb. 9). Die Säulenstellung hier entspricht in Teilen der sogenannten Meilerstellung, die für Schlote bzw. Kraterfüllungen typisch ist (Abb. 8) und dadurch entsteht, dass die Abkühlungsflächen oben und seitlich liegen. Die Orientierung der Säulen ähnelt der Struktur eines Kohlenmeilers.

Die Säulen am Gaulsberg wurden oft bis zum Rand des Vorkommens abgebaut. Dort, wo die Wände des Steinbruchs nicht mehr von Säulen gebildet sind, sondern von benachbartem Gestein, erkennt man das Material, das die Ränder des Schlotes bildet. Es wurde, in der Frühphase der Entstehung des Vulkans

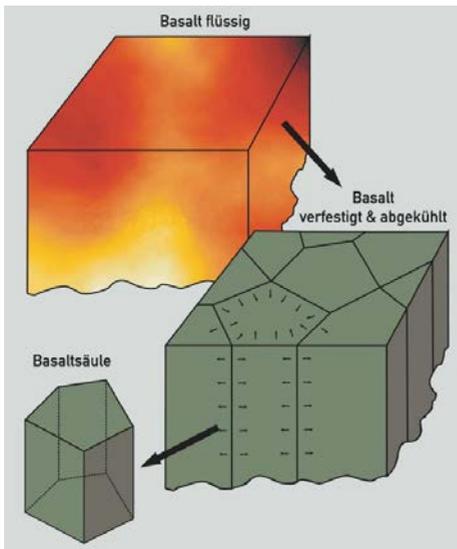


Abb. 6: Säulenbildung durch Schrumpfung des erkaltenden Gesteins – idealerweise entstehen sechsseitige Säulen (Quelle: © BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT)

gebildet, als dieser explosiv war. Man findet in diesem Material zertrümmertes Gestein, das in den Schlot zurück gefallen ist. Teilweise sind große Schollen solcher „Schlottuffe“ in das später aufsteigende Magma geraten (EHRENBERG & HICKETHIER, 1978). Auch am Nordrand des Steinbruchs sind solche Gesteine zu finden (REISCHMANN & SCHRAFT, 2009). Sie liegen hier am Kraterrand. Dort ist auch eine große Buntsandsteinscholle vorhanden (siehe auch 4.5).

Diese nördliche Wand (Abb. 10) wurde bereits 1978 im Überblick dargestellt (siehe Abb. 15). Es fällt auf, dass zwei verschiedene Typen von Gestein im Schlot zusammen vorkommen. Diese sind Alkalibasalt und Basanit.

4.3 Alkalibasalt und Basanit

Diese beiden Gesteine, die im Schlot vorkommen, sehen zunächst ähnlich aus. Beide sind dunkel, hart und die enthaltenen Kristalle sind klein. Dies ist typisch für Basalte und verwandte vulkanitische Gesteine, die an oder nahe der Erdoberfläche erstarrt sind. Sie sind feinkristallin, während Tiefengesteine, wie Granite, grobkristallin sind. Der Bestand an Mineralen kann bei mikroskopischen Dünnschliffen genauer bestimmt werden. Diese werden unter polarisiertem und nicht polarisiertem Licht betrachtet. Beim Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) sind beide Gesteine mit Dünnschliffen belegt.



Abb. 7: Der große Schlot ausgehöhlt durch den Abbau von vielen Jahrzehnten. Blick zur Westwand 2008. Der Besucher fotografiert die Ostwand.



Abb. 8: Anordnung der Basaltsäulen im „Lindenstumpf“ (Rhön), der für seine Meilerstellung bekannt ist. (Quelle: ©BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT)



Abb. 9: Ostwand mit größerem Bereich geordneter Säulenstellung (Bildmitte)



Abb. 10: Nordseite des Steinbruchs mit Buntsandsteinscholle (Pfeil)

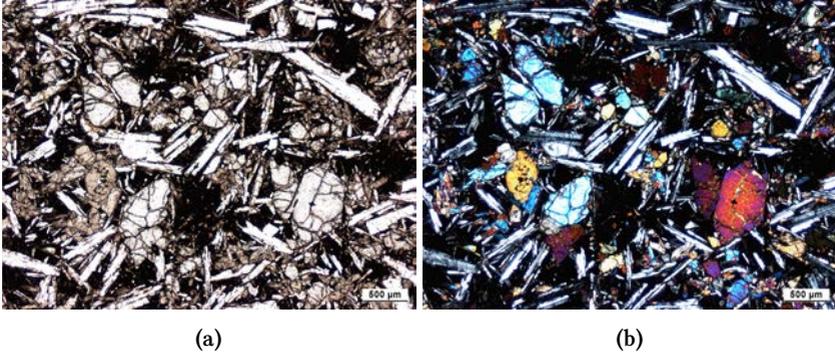


Abb. 11: Dünnschliff des Alkalibasalts unter nicht polarisiertem und polarisiertem Licht. Gut erkennbar die großen länglichen Feldspatkristalle (in beiden Aufnahmen farblos) und Olivine, die im polarisierten Licht bunte Farben zeigen. (Aufnahme H.-D. NESBOR, HLUg 2012)

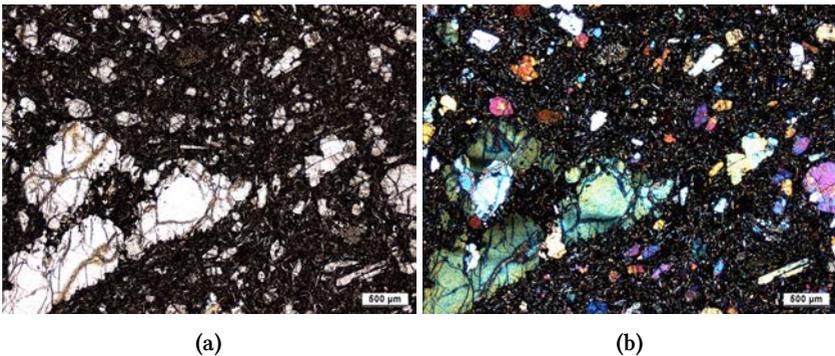


Abb. 12: Dünnschliff des Basanits unter nicht polarisiertem und polarisiertem Licht. In einer sehr feinkristallinen Grundmasse liegen Olivine, von denen einer (unten links, hellblau) besonders groß ist. (Aufnahme H.-D. NESBOR, HLUg 2012)

Der Mineralbestand ist neben der chemischen Zusammensetzung wichtig für die Klassifizierung der Gesteine. Nach solchen Kriterien lässt sich die genaue Gesteinsart im Feld meist abschließend bestimmen.

Dies heißt aber nicht, dass mit bloßem Auge gar keine Unterschiede erkennbar sind. Der Alkalibasalt und der Basanit, die am Gaulskopf festgestellt wurden, lassen sich bei genauer Betrachtung recht gut unterscheiden (Abb. 13). Der Alkalibasalt ist immerhin so gut kristallisiert, dass die großen Feldspat-Kristalle durch ihre glänzenden Flächen auffallen. Der Basanit dagegen ist an frischen Bruchstellen matt und zeigt überwiegend keine erkennbaren Kristalle. Lediglich einige große Olivine fallen auf, wie dies auch im Dünnschliff erkennbar ist.

An dem Basanit des Gaulsbergs kann man außerdem einen bei Basaniten weit verbreiteten Prozess beobachten. Das Gestein entwickelt teilweise „Sonnenbrenner“ (Abb. 14). Dabei spielt das Mineral Analcim eine noch nicht vollständig geklärte Rolle. Durch Wasseraufnahme und Wasserabgabe des Analcims und die damit verbundenen Volumenänderungen zerfällt das Gestein. Dieser Prozess wird zuerst erkennbar durch regelmäßig verteilte weiße Flecken im Gestein (Abb. 14). Nach L. VIERECK-GÖTTE (2012, mündl. Mitteilung) betrifft das Auftreten von Sonnenbrenner Basanite und Alkanibasalte, bei denen die Grundmasse glasig erstarrt ist und in denen sich durch „Entglasung“ Analcim bildet. Da glasige und feinkristalline Bereiche sich kleinräumig abwechseln können, ist auch das Auftreten von Sonnenbrenner in Aufschlüssen unregelmäßig verteilt und deshalb nicht vorhersagbar. Das ist ein großes Problem für Steinbruchbetriebe, da die Qualität von „Sonnenbrennerbasalt“ für manche Verwendungszwecke nicht ausreicht und der Wert des gewonnen Materials damit stark gemindert ist.

In der Ortenberger Altstadt haben beide Gesteine als Kopfsteinpflaster Verwendung gefunden. Oft findet man Pflastersteine aus Basanit und Alkalibasalt nebeneinander (mündl. Hinweis von L. VIERECK-GÖTTE 2012). Dabei fällt der Basanit durch seine nach längerer Nutzung glatte Oberfläche auf (geringere Polierresistenz), wodurch auf diesen Pflastersteinen bei Nässe Rutschgefahr besteht. Erkennbar ist auch beginnender bis fortgeschrittener Sonnenbrenner (weiße Flecken oder Zerfall in kleine Körnchen), der an einigen Pflastersteinen auftritt. Dagegen bleibt die Oberfläche der Pflastersteine aus Alkalibasalt offensichtlich auch bei langer Nutzung stumpf, Sonnenbrenner tritt nicht auf.

Zum Unterschied zwischen Basanit und Basalt ist zu sagen, dass Basanit weniger SiO_2 enthält als Basalt. Für den Verkauf von Schotter und anderen Produkten von Steinbruchunternehmen spielt die Unterscheidung zwischen Basalt



Abb. 13: Links der gut kristallisierte Alkalibasalt, rechts der Basanit



Abb. 14: „Sonnenbrenner“ im Basanit – weiße Flecken zeigen den Beginn des Zerfalls

und Basanit keine besondere Rolle. Basalt und Basanit werden von jeher als „Basalt“ abgebaut und gehandelt.

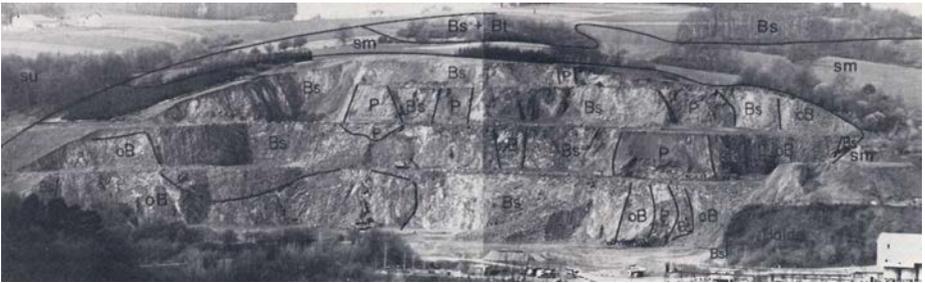


Abb. 15: Überblick über den Schlotkomplex (Nordwand) zu einem früheren Abbaustand mit Darstellung der Verteilung Basanit (Bs) und von Alkalibasalt (früher als Olivinbasalt bezeichnet; oB). Die Buntsandsteinscholle war damals noch nicht aufgeschlossen (EHRENBERG & HICKETHIER 1978b).

4.4 Gemeinsamer Aufstieg verschiedener Magmen

Unter der Voraussetzung, dass man die beiden Gesteine unterscheiden kann, ist auch ihre Verteilung im Steinbruch nachvollziehbar. Zu den Unterschieden bei näherer Betrachtung kommt noch hinzu, dass der Alkalibasalt tendenziell grobe Säulen bildet, der Basanit dagegen dünnere Säulen (Abb. 16).

Für die Nordwand haben EHRENBERG & HICKETHIER (1978b) die damaligen Verhältnisse dokumentiert. Sie fanden die Gesteine zwar in häufigem Wechsel nebeneinander im Steinbruch, aber nicht vermischt. Dabei erscheint es so, dass die Säulen sich über die Gesteinsgrenzen hinweg fortsetzen, da sie in Kontaktbereichen mit derselben Orientierung aneinandergrenzen. Dies wurde so gedeutet, dass beide Magmen gleichzeitig oder unmittelbar nacheinander in Schlot aufgestiegen und zusammen erkaltet sind.

Bereits in älteren Veröffentlichungen (zitiert in EHRENBERG & HICKETHIER 1978b) war diese ungewöhnliche Situation festgestellt und diskutiert worden. Und auch heute noch lässt sich Basanit neben Alkalibasalt finden. Eine gut zugängliche Kontaktzone verläuft durch die Westwand. Die Kontaktzone ist so gering ausgeprägt, dass sie nicht breiter als eine normale Kluft erscheint.

Dass hier zwei Magmentypen in einer Abkühlungseinheit nebeneinander zu finden sind, ist wissenschaftlich auch heute noch interessant, denn inzwischen weiß man, dass basanitische und alkalibasaltische Magmen unter etwas unterschiedlichen Bedingungen gebildet werden (Tiefe der Schmelzbildung und Grad der Aufschmelzung des Erdmantels, L. VIREECK-GÖTTE, mündl. Mitteilung). Am Gaulsberg besitzen die Proben beider Gesteine auch deutlich unterschiedliche



Abb. 16: Dicke Säulen des Alkalibasalts (links im Bild) und dünnere Säulen des Basanits (rechts) stoßen direkt aufeinander (Bildmitte) und besitzen die gleiche Orientierung, was auf ein wahrscheinlich gemeinsames Abkühlen zurück geführt wird.

SiO₂-Gehalte (Basanit ca. 40–43 %, Alkalibasalt ca. 45–49 % in EHRENBERG & HICKETHIER 1978b), während der Chemismus anderer Basanite und Alkalibasalte sich relativ ähnlich sein kann. Obwohl sie demnach aus verschiedenen Bereichen stammen, sind sie fast zeitgleich im selben Schlot aufgestiegen ohne sich zu vermischen und dann gemeinsam erkaltet.

Wegen der gemeinsamen Abkühlung verschiedener Magmentypen und der gut nachvollziehbaren Verhältnisse ist der Gaulskopf ein Aufschluss, der auch im Zuge von Lehr-Exkursionen von Universitäten besucht wird und als Geotop einen besonderen wissenschaftlichen Wert besitzt.

H.-D. NESBOR (HLUG, 2012, mündl. Mitteilung) hat solche gemischten Abkühlungseinheiten auch an anderen Stellen beobachtet. Wegen unterschiedlicher Viskositäten der Magmen komme es nicht zur Durchmischung. Der Aufschluss am Gaulsberg stelle eine Besonderheit dar, weil man die beiden gebildeten Gesteine besser unterscheiden könne, als in anderen Fällen und weil Bereiche mit Kontakt gut aufgeschlossen sind.

REISCHMANN & SCHRAFT (2009) gehen aufgrund der „bei den derzeitigen Aufschlussverhältnissen vorgefundenen Säulenstellung“ von einem deutlich späteren Eindringen des Basanits in den bereits erkalteten Alkalibasalt aus.

4.5 Nachweis verschiedener Ausbruchsphasen

Im Bereich der Bundsandsteinscholle sind, wie bereits oben erwähnt, weitere vulkanisch gebildete Gesteine zu finden. Typisch für die Entwicklung eines basaltischen Vulkans ist, dass es frühe Ausbruchsphasen gibt, die explosiv sind. Dies ist zum einen darauf zurück zu führen, dass das heiße Magma mit Erreichen der Erdoberfläche oft mit Wasser (Grund- oder Oberflächenwasser) in Kontakt kommt. Das Wasser verdampft und dehnt sich dabei um das 1000fache aus. Das Nebengestein wird zertrümmert und ausgeworfen. Der Vulkan sprengt einen Trichter in den Untergrund. Es wird viel feines Material (Asche) gebildet, das sich in der weiteren Umgebung absetzt. Man spricht von phreatomagmatischen Eruptionen (Abb. 17a). Auch die Maare der Eifel sind so entstanden, so dass diese Art Vulkanismus als „Maarvulkanismus“ bezeichnet wird.

Ist kein Wasser mehr vorhanden, ändert der Vulkan seinen Ausbruchstyp. Meist enthält das aufsteigende Magma große Mengen gelöster Gase. Steigt das Magma auf, wird, wie bei einer Mineralwasserflasche, die geöffnet wird, durch Druckentlastung Gas frei. Das aufschäumende Magma führt ebenfalls zum Auswerfen von Material, allerdings hat es nicht die gleiche Explosivität, wie bei



Abb. 17: Ein Maarvulkan in einer weniger explosiven Ausbruchphase (Wikipedia, R. Russel) und ein Schlackenvulkan (Quelle: www.usgs.gov).

Magma-Wasser-Kontakt. Es wird kaum Nebengestein mit ausgeworfen und die aus Magma gebildeten Produkte sind grober (Bomben und Lapilli) und mit Gasblasen durchsetzt. Sie lagern sich in der näheren Umgebung ab und bilden einen Schlackenkegel oder Schlackenwall (Abb. 17b).

Kommt es im weiteren Verlauf des Ausbruchs zur weitgehenden Entgasung des Magmas, ändert sich wiederum der Ausbruchstyp und die folgenden Ausbrüche sind nicht mehr explosiv, sondern nur noch effusiv, d. h. aus dem Vulkan fließen Lavaströme ruhig aus. Bei fehlendem Nachschub an Magma bildet sich ein Lavasee. In den Abb. 5a und 5b sind beide Möglichkeiten dargestellt.

Die Ausbruchstypen können wechseln, weil z. B. der Vulkan bei Zufuhr von Wasser in die phreatomagmatische Phase „zurückfallen“ kann.

Am Gaulsberg sind alle drei Phasen belegt. Nach Auskunft von Herrn Dr. NESBOR (HLUG, 2012, mündl. Mitteilung) waren am nördlichen Steinbruchrand (im Bereich der Buntsandsteinscholle) die entsprechenden Gesteine der beiden explosiven Frühphasen nachweisbar und gut aufgeschlossen. (Der eigentliche Steinbruch repräsentiert die späte Phase, einen Lavasee im Schlot.) Von der Verfasserin konnte dort aktuell lediglich verwittertes, teils übererdetes Material gefunden werden, das durch einen Schurf wieder besser zugänglich zu machen wäre.

Die Produkte der frühen Ausbruchphasen mit ihren konkreten Ausprägungen vor Ort können hier noch nicht ausreichend dargestellt werden, um sie in geopädagogische Konzepte aufzunehmen.

4.6 Mineralfundstelle Gaulsberg

Der Gaulsberg ist auch unter Mineralienkundlern bekannt, da hier eine große Vielfalt und zum Teil auch seltene Mineralien vorkommen. Beim Sammeln von Mineralien geht es meist um nachträglich in Klüften und anderen Hohlräumen gebildete Minerale. Diese können in den Hohlräumen auskristallisieren. Genannt werden Chabasit, Phillipsit, Apophyllit, Analcim, Natrolith, Thaumazit, Pyrit und Montmorillonit. Eine ausführliche Darstellung wurde von MARTIN SCHUSTER erstellt und ist unter www.ms-geo.de zu finden.

5 Zusammenfassung

Der Gaulsberg gehört zu den wenigen gut aufgeschlossenen großen Schloten. Mit seinen Säulen und der beeindruckenden Größe ist er auch ohne weiteres für ein breites Publikum interessant. Gleichzeitig ist er auch für die Wissenschaft als Lehr-Geotop wichtig und bietet weiterhin Fragestellungen, die noch wissenschaftlich zu untersuchen wären.

Mit einer ausführlicheren Dokumentation der genauen Verhältnisse (Schlotränder, Gesamtzusammenhang) ließe sich das geotouristische Potential weiter verbessern und der Gaulsberg-Vulkan teilweise schematisch rekonstruieren. Einige interessante Details lassen sich aber bereits heute gut darstellen.

6 Danksagung

Gedankt sei an dieser Stelle besonders Herrn Dr. H.-D. NESBOR (HLUG) für Beantwortung verschiedener Fragen und kritische Durchsicht des Textentwurfs, Herrn Prof. Dr. L. VIERECK-GÖTTE (Uni Jena) für verschiedene Hinweise und Herrn Dr. M. BARTH für das Prüfen des Textes auf Verständlichkeit.

7 Literatur

- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2007): Basaltbruch am Lindenstumpf – Bayerns schönste Geotope (7) (Schautafel)
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1978a): Geologische Karte Hessen 1 : 25 000, Blatt 5620 Ortenberg, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.

- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1978b): Erläuterungen zur Geologischen Karte Hessen 1 : 25 000 Blatt 5620 Ortenberg, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. Geol. Jb. Hessen 113, 97–137.
- GEOPARK BERGSTRASSE ODENWALD (2005): Der Otzberg – Botschafter aus dem Erdmantel – Geotop 2005 (Faltblatt). Abbildung aus BABIST, J. (2005)
- LESSMANN, B., WIEGAND, K. & SCHARPFF H.-J. (2001): Die Hydrologie des vulkanischen Vogelsberges – 144 S. (HLUG); Wiesbaden.
- REISCHMANN, T. & SCHRAFT, A. (2009): Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas. – 252 S. (HLUG); Wiesbaden.
- RÖHR, C. (2006): Geologische Karte des Oberrheingrabens. www.oberrheingraben.de

Anschrift der Verfasserin

Kerstin Bär
Deutsche Vulkanologische Gesellschaft – Sektion Vogelsberg
Unterdorfstr. 3
63667 Nidda
Tel.: (0 64 02) 50 48 70
kerstinbaer@gmx.net

Die Fossilien des Tertiärmeeres im Hanauer Becken

VON EBERHARD KÜMMERLE und GUDRUN RADTKE

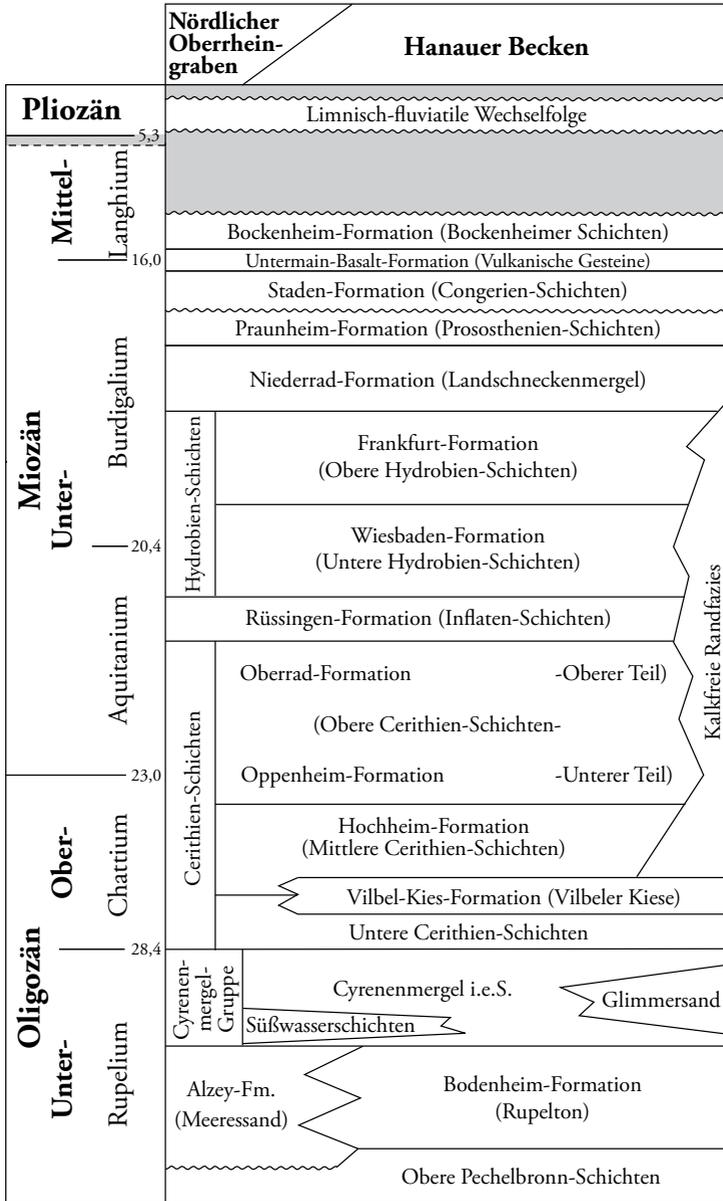
mit 21 Abbildungen und 1 Tabelle

Das Hanauer Becken ist nach der zentralen Lage der Stadt Hanau benannt (GOLWER 1968). Es sind Überreste eines tertiären Randmeeres, das über das Beckentiefste, die „Hanau-Seligenstädter Senke“, randlich übergreift. Infolge lokaler Absenkung drang das Meer im Unter-Oligozän, vor ca. 33 Millionen Jahren, vom Oberrheingraben auch in dieses Gebiet ein und hinterließ Schichtenfolgen bis ins Mittelmiozän, vor ca. 15 Mio. Jahren (vgl. Tab. 1).

In den Uferbereichen kamen grobkörnige kiesig-sandige Sedimente des Meeresandes (Alzey-Formation) zum Absatz. Bisher bekannte Vorkommen sind auf den westlichen Beckenrand beschränkt, sieht man von etwas fraglichen sandigen Bildungen mit Austernresten in der Ziegeleigrube „Bettenburger Loch“ südwestlich Kilianstädten ab (RENFTEL 1998). Im Raum Bad Vilbel wurden im Meeressand Haifischzähne, Reste dickschaliger Muscheln (*Glycymeris*) und Einzelkorallen (*Balanophyllia*) gefunden (Abb. 2). Haifischzähne und insbesondere Korallen weisen auf vollmarine Meeresbedingungen hin mit subtropischem bis tropischem Klima.

Haizähne, vor allem der Gattung *Lamna* (Heringshai), einem Fischfresser, wurden früher als Zähne von Drachen oder Hexen angesehen. In der Frankenzeit finden sich die Schalen von *Glycymeris* als Grabbeigaben mit Amulettfunktion. Als altersgleich mit dem küstennahen Meeressandes gilt der mehr in Uferferne abgelagerte feinkörnige Rupelton (Bodenheim-Formation), Zeuge der oligozänen Meeresstraße von der Tethys (Vorläufer-Mittelmeer) zur (Paläo)-Nordsee über Oberrheingraben und Niederhessische Senke (Abb. 1).

Von besonderer Bedeutung ist hier die Mikrofauna, wie Foraminiferen (gekammerte Einzeller) und die zweiklappigen Muschelkrebse (Ostracoden). Speziell



Tab. 1: Stratigraphische Tabelle des Hanauer Beckens (aus KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 2009: 30)



Abb. 1: Paläogeographische Karte z. Zt. des Unteroligozäns mit der Meeresstraße des Oberrheingrabens zwischen Paläo-Nordsee im Norden und der Tethys, dem Vorläufer-Mittelmeer im Süden (aus RADTKE & MARTINI 2007: 178).



Abb. 2: Mit ihrer dicken Schale konnte sich die *Glycymeris*-Muschel bestens der Brandung des Meeres z. Zt. des Meeressandes behaupten. Korallen und Haifische (hier Zähne) brauchen normalsalziges Wasser und liefern somit den Nachweis, dass im Unteroligozän die Meeresstraße des Oberrheingrabens weitgehend offen war.



Abb. 3: Weiter draußen im ruhigen Wasser des Rupelton-Meeres lebten auf oder nur flach eingegraben im Sediment, mitunter auch auf Seegrass weidend oder im Wasser schwebend, Foraminiferen (Einzeller). Diese „Kammerlinge“ mit ihren Kalkgehäusen, bevorzugten normalsalziges Meerwasser, worin sie ihre ganze Vielfalt präsentieren.

Foraminiferen sprechen für vollmarine Bereiche. Ostracoden können überall vorkommen, im marinen sind ihre Schalen meist reich skulptiert (Abb. 3 und 4).

Mit der genauen Kenntnis der Mikrofauna kann der Rupelton noch weiter unterteilt werden: Oberer Rupelton z. B. bei Offenbach, Bad Vilbel und Obertshausen, Mittlerer Rupelton (Fischschiefer) z. B. bei Mühlheim und Rumpenheim und Unterer Rupelton (Foraminiferenmergel) z. B. bei Bad Vilbel und Offenbach. Obwohl der Rupelton vorwiegend mikropaläontologisch mittels Foraminiferen und Ostracoden identifiziert wird, gilt die Muschel *Portlandia deshayesiana* (DUCHEMUN) als Leitfossil (Abb. 5).

Die größte Ausdehnung des Meeres im Hanauer Becken herrschte im höheren Oligozän, es entstand dabei eine zunehmende Verbrackung durch allmähliche Heraushebung. Mergel und Tone überwiegen; letztere sind Abtragungsprodukte aus dem nahen Hinterland. Sandige Ausbildung („Schleichsand“) findet sich in verschiedenen Niveaus der Cyrenenmergel-Gruppe wie z. B. Glimmersand oder Schleichsandstein („Weinstein“). Auch hier zeigt sich die Nähe zum Festland mit eingeschwemmten quellfähigen Tonmineralen, die auch nur wenig geneigte

Hänge „schleichend“ ins Rutschen bringen können. Sedimente dieser Epoche finden sich im Raum Frankfurt a. M., Offenbach, Obertshausen, Bischofsheim, Kilianstädten, Großauheim und Alzenau. Zu dieser Zeit war die Verbindung zur Paläo-Nordsee eingeschränkt und einmündende Flüsse mit Süßwasser haben den Salzgehalt des Meerwassers herabgesetzt, so dass man von Brackwasser spricht. Nicht sehr viele Organismen vertragen diese besonderen Verhältnisse, meist stellt sich eine verarmte Meerwasserfauna ein, mit wenigen Arten, diese dann aber mit hoher Individuenanzahl, weil die Konkurrenz fehlt – ein typisches Phänomen für brackische Bedingungen. Wichtigste Fossilreste sind hier Gastropoden (Schnecken) wie verschiedene *Granulolabium*-Arten, wie *Granulolabium plicatum* (Abb. 6) oder *Mesohalina margaritacea* (BROCCHI), die in der Steinzeit zu Schmuckzwecken diente. *Keepingia cassidaria* (BRONN) (Abb. 7), eine Schnecke mit röhrenförmiger Gehäusemündung, sowie Muscheln wie *Polymesoda convexa* (DESH.) mit drei Schlosszähnen und leistenförmigen Seitenzähnen (Abb. 8), *Isognomon maxillatum sandbergeri* (DESH.) und *Crassostrea cyathula* (LAM.), letztere ungleichklappig. Sie sind auf festem Substrat angewachsen und manchmal sogar perlenführend. Die sehr häufig in diesen Schichten auftretende Muschel *Polymesoda* hieß früher *Cyrena*, woher sich der Name Cyrenenmergel ableitet, zusammengesetzt aus den häufig vorkommenden Fossilien und dem vorherrschenden Sediment.

Eine erneute Absenkung des Meeresraumes, abgeschwächt nur im Bereich der „Frankfurter Schwelle“, führte zu neuerlichem Meereseinbruch im ausgehenden Oligozän. Es gibt Hinweise auf Meeresverbindungen sowohl nach Süden zur Tethys (Vorläufer-Mittelmeer), als auch nach Norden in Richtung Neuwieder Becken. Wegen der vorwiegend kalkreichen Sedimente sprechen wir nun vom „Kalktertiär“, im Gegensatz zum vorangehenden „Mergeltertiär“. Marine bis brackisch-marine Cerithienschichten (Untere Cerithienschichten, Hochheim-, Oppenheim- und Oberrad-Formation) finden sich bei Bergen, Großauheim, Kilianstädten und Niederflorstadt. Wichtige und sehr häufige Fossilien sind sogenannte „Cerithien“, d. h. Turmschnecken wie *Granulolabium plicatum* (BRUG.) (Abb. 9) untergeordnet auch *Terebralia rahti* (BRAUN), die wieder einmal die Vorlage für den Schichtnamen (hier: Cerithienschichten) geliefert haben: Muscheln wie *Perna* (*Mytilus*) *socialis* SANDB., eine Miesmuschelart mit vorn zugespitzter Schale, die austernähnliche *Isognomon oblongum* (ROEM.-BÜCHN.) (Abb. 10), sowie *Modiola angusta* (A. BRAUN), letztere ähnlich PERNA, aber mit etwas nach hinten verlagertem Wirbel.

Das Besondere an den Cerithienschichten sind aber ihre von Algen gebildeten großen Riffkörper, deren Entstehung noch nicht ganz geklärt ist. Sie kommen hauptsächlich im unteren Bereich vor, in der sogenannten Hochheim-Formation (dort in Hochheim-Falkenberg besonders schön ausgebildet), die wiederum die häufig von der nahen Küste eingespülten Landschnecken besitzt und früher als Landschneckenkalk bezeichnet wurde (Abb. 11). Ein Leitfossil für diese Schichten ist der kalzitisch erhaltene Gehäusedeckel der Schnecke *Pomatias monguntinus* KADOLSKY (Abb. 12). Die Algen sind mit ihrem umgebenden Schleim in der Lage Sediment und auch kleine Fossilien einzufangen, durch CO₂-Entzug kann Kalk ausgefällt werden (Abb. 13a und 13b).

Es folgen unter Ausweitung des Sedimentationsraumes die marin-brackischen Inflatenschichten (Rüssingen-Formation), benannt nach der kennzeichnenden Schnecke *Hydrobia inflata* (PUSCH) (Abb. 14, *Hydrobia* bedeutet: wasserlebend). Die Schichten sind verbreitet im Raum Sachsenhausen, Altenstadt, Oberrodenbach, Dieburg, Mühlheim, Wilhelmsbad und Steinheim. Hier finden sich vor allem die schillbildenden Muscheln wie die Körbchenmuschel *Falsocorbicula faujasi* (DESH.) (Abb. 15), leicht mit *Polymesoda* zu verwechseln, aber mit quer gestreiften Seitenzähnen und die Miesmuschel *Perna faujasi* (BRONGN.) (Abb. 16).

Die vorwiegend brackischen Hydrobienschichten (Untere: Wiesbaden-Formation, Obere: Frankfurt-Formation) sind von wellenartigen Schwankungen zwischen salinar- brackisch- ausgesüßt gekennzeichnet, wobei die Salzgehaltsschwankungen mehrmals zu größerem Fischsterben führten (Abb. 17).

Salzarme Abschnitte sind etwa an der Wende Inflaten-/ Hydrobienschichten und an der Grenze Untere-/ Obere Hydrobienschichten festzustellen. Vorkommen sind von der Hohen Straße, Bruchköbel, Erlensee, Großauheim, Dietesheim, Lämmerspiel, Wachenbuchen und Ravalzhausen bekannt. An der Basis der Hydrobienschichten tritt die Foraminiferenart *Lippsina demens* (BIK) massenhaft auf. Wichtige Gastropoden sind Hydrobien-Arten wie *H. elongata*, *acuta* und *paludinaria* (SCHLOTHEIM) (Abb. 18) und Horizonte mit *Granulolabium plicatum pustulatum* (SANDB.) und *Mesohalina fancofurtana* (ZILCH) (Abb. 19).

Kennzeichnende Muscheln sind *Perna faujasi* (BRONGN.) und *Dreissena brardi* (FAUJAS) (Abb. 20), die im Volksmund zwei verschiedene Namen besitzt: Dreikantmuschel wegen ihres dreikantigen Querschnitts und Wandermuschel wegen ihrer raschen Verbreitung. Schille mit letzterer erlöschen am Ende der Hydrobienschichten. Häufig sind jetzt Otolithen (Gehörsteine) von Fischen zu finden: *Hemitrichas rotunda* (WEILER), *Aphanius germaniae* WEILER, *Notogoneus longiceps* (H. v. M.)

und *Prolebias meyeri* (AGASSIZ). Lagenweise kommt der Ostrakode *Moencypris francofurtana* TRIEBEL häufig vor. Kennzeichnend sind ab den Oberen Hydrobienschichten die Otolithen von Gobiiden wie *Gobius francofurtanus* KOKEN (Abb. 21a und 21b).

Die Landschneckenmergel (Niederrad-Formation) sind unter limnischen Bedingungen (Süßwasser) sedimentiert. Neben der geschichteten Fazies sind vertikal orientierte, dem Licht entgegenwachsende Algenriffe verbreitet, sie wuchsen in seichem Wasser. Deren feinlamellierte oder röhren- und fadenartige Struktur geht überwiegend auf die Tätigkeit Süßwasser bewohnender Cyanobakterien zurück. Entsprechende Vorkommen finden sich bei Niederrad, bei der Friedberger Warte, Ostheim und Erlensee-Langendiebach. Die Fischfauna der Oberen Hydrobienschichten hat in dieser Zeit weiter Bestand.

Ein letztes Vorkommen des sogenannten Kalktertiärs bilden die Prososthenienschichten (Praunheim-Formation), die durch die Schnecke *Prososthenia* gekennzeichnet ist. Zu dieser Zeit existierte nur noch eine allmählich verlandende Seenlandschaft.



Abb. 4: Ostracoden (Muschelkrebse), deren Inneres von einem Außenskelett in Form von zwei Klappen geschützt wird, sind wenig wählerisch in Bezug auf ihre Umwelt. Hier im normal-marinen Rupelton-See sind ihre Klappen reich skulptiert, im Süßwasser dagegen herrscht Eintönigkeit und ihre Schalen sind glatt.

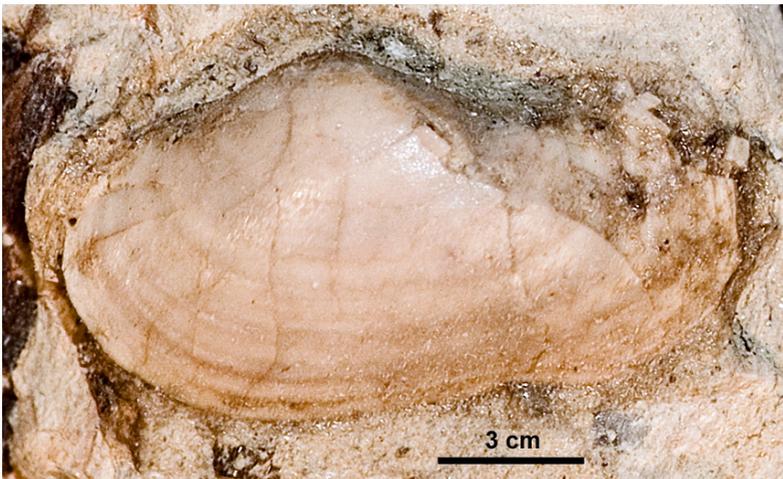


Abb. 5: *Portlandia* (früher *Leda*) *deshayesiana* ist das Leitfossil des Rupeltons. Besonders früher, wo der Forscher noch nicht auf die Vergrößerung durch das Mikroskop zurückgreifen konnte, waren mit dem bloßen Auge erkennbare Fossilien sehr wichtig.



Abb. 6: Die Schlammschnecke *Granulolabium plicatum*, gehört zu den Cerithien, heute zusammengefasst unter der Familie Potamididae, zu der neben *Granulolabium* auch die Gattungen *Mesohalina*, *Potamides* und *Terebralia* gehören.



Abb. 7: Die kleine Brackwasserschnecke *Keepingia cassidaria* ist ebenfalls ein Vertreter aus den Ablagerungen des Cyrenenmergels. Sie lebte räuberisch und machte Jagd auf andere Muscheln und Schnecken. Dazu benutzte sie ihre Zunge (Radula), die normalerweise zum Abweiden von Substrat verwendet wird.



Abb. 8: Die Körbchenmuschel *Polymesoda convexa*, hieß früher *Cyrena*, woher sich der Name des Cyrenenmergels ableitet. In manchen Lagen kann sie massenhaft vorkommen.



Abb. 9: Namensgebend für die Cerithienschichten ist die „Cerithien-Schnecke“ *Granulolabium pustulatum* mit ihren in Reihen angelegten Pusteln.



Abb. 10: Die austernähnliche *Isognomon oblongum* ist hier nur in Steinkern-Erhaltung überliefert. Gut wiedererkennbar ist dieses Leitfossil der Oberen Cerithienschichten (Oppenheim-Formation) an ihren Abdrücken, die die sogenannten Ligamentgruben (Scharnierverbindung der beiden Schalenhälften) hinterlassen haben. Sie lebten in flachen, küstennahen Bereichen oft an hartem Untergrund festgeheftet.



Abb. 11: Die Landschnecken, wie hier die Bänderschnecke *Cepaea alloides*, sind massenhaft in den aquatischen Ablagerungsraum eingespült worden und haben so für diese Schichten verwirrenderweise den Namen Landschneckenkalk geprägt, obwohl es sich dabei um ein Brackgewässer handelte.



Abb. 12: Der kalzitische Deckel der Landdeckelschnecke *Pomatias moguntinus* wurde zum Schutz gegen Austrocknung und für die Zeit der Winterstarre angelegt, ist hier ein stratigraphischer Anzeiger für die Mittleren Cerithienschichten (Hochheim-Formation).



Abb. 13: (a): Blumenkohlartige Oberfläche eines Algenriffkalksteins. (b): Polierter senkrechter Anschnitt eines Algenriffs mit kissenartigen hellen und dunklen Algenstrukturen.



Abb. 14: Die Wattschnecke *Hydrobia inflata* kommt ausschließlich in den Inflaten- bzw. Corbicula-schichten (Rüssingen-Formation) vor und ist damit ein wesentliches Abgrenzungskriterium zu den hangenden Hydrobienschichten. Ihr besonderes Merkmal ist die aufgeblasene (*inflata*) Gehäusemündung.

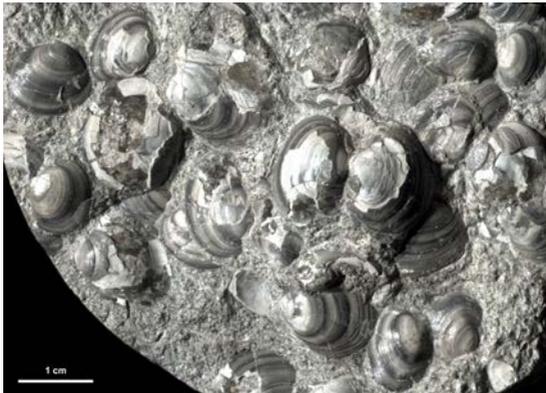


Abb. 15: Die brackisch lebende Körbchenmuschel *Falsocorbicula faujasi* (hier mit Farbstreifen) bildete sowohl in den obersten Cerithienschichten (Oberrad-Formation) (Untere *Falsocorbicula*-Bank) als auch in den Inflatenschichten (Obere *Falsocorbicula*-Bank) stratigraphisch wichtige Leithorizonte.



Abb. 16: Ein einmaliges Sturmereignis hat vermutlich diese Miesmuscheln (*Perna faujasi*) unsanft aus ihrem Leben gerissen und in dieser Schill-Lage zusammengeschwemmt. Sie bildet in der Mitte der Unteren Hydrobienschichten einen Leithorizont, den man gut an den perlmuttschimmernden Schalengehäusen erkennen kann.



Abb. 17: In den basalen Schichten der Unteren Hydrobienschichten haben z. Zt. der Ablagerung sauerstoffarme Verhältnisse geherrscht. Unter solch euxinischen Bedingungen findet keine Verwesung statt, so dass der Sandaal *Notogoneus longiceps* mit „Haut und Haar“ erhalten ist.



Abb. 18: Die massenhaft vorkommende Brackwasserschnecke *Hydrobia paludinarina* baut vorwiegend in den Hydrobienschichten (Wiesbaden- und Frankfurt-Formation) ganze Gesteinsbänke auf. Ihre schlanke Gehäuseform unterscheidet sie von anderen *Hydrobia*-Arten.

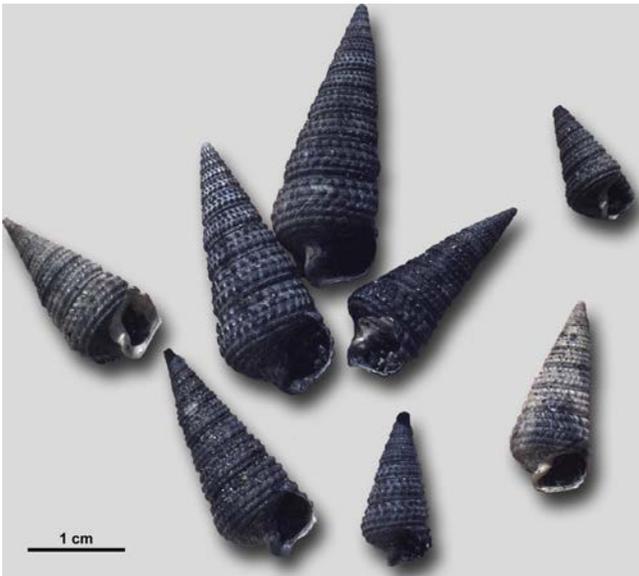


Abb. 19: Die große Cerithie *Mesohalina francofurtana* hat durch ihr jüngstes Vorkommen an der Basis der Oberen Hydrobienschichten (Frankfurt-Formation) stratigraphisch für Verwirrung gesorgt, so dass frühere Forscher mit ihrem Fund die Ablagerungen in die Cerithienschichten einstufen.



Abb. 20: Die dreieckig geformte Wandermuschel *Dreissena brardi* ist ein typischer Anzeiger für Brackwasser, wie es in den Ablagerungen ab den Oberen Cerithienschichten im Hanauer Becken häufig der Fall war. So ist sie in den jüngeren Schichten häufig anzutreffen.



(a)



(b)

Abb. 21: (a): Die Meeresgrundel *Gobius francofurtanus* ist selten als vollständiges Skelett erhalten (Abbildung freundlicherweise überlassen von Prof. Martini, Kronberg). (b): Viel häufiger überliefert und damit von großer paläontologischer Bedeutung sind Gehörsteine (Otolithen), charakteristisch geformte Kalkausscheidungen im Innenohr von Fischen, die für den Gleichgewichtssinn zuständig sind.

Dank

Die Fossilfundstücke stammen zum allergrößten Teil aus der Paläontologischen Sammlung des Hessischen Landesamts für Umwelt und Geologie (HLUG). Für die Herstellung der Fotos sei ganz herzlich Herrn Jens Dengler (HLUG) und besonders Frau Dipl.-Geol. Gaby Försterling (Wiesbaden) gedankt.

Literatur

- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5817 Frankfurt a. M. West, 3. Aufl.: 308 S., 43 Abb., 33 Tab., 3 Beil.; Wiesbaden.
- RADTKE, G. & MARTINI, E. (Hrsg.) (2007): Die Bohrungen Wallau im nordöstlichen Mainzer Becken (Rotliegend, Pechelbronn-Gruppe, Bodenheim-Formation). – Geol. Abh. Hessen, **116**: 273 S., 64 Abb., 15 Tab., 17 Taf., 5 Beil.; Wiesbaden.
- RENFTEL, L.-O. (1998): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5819 Hanau, mit Erl., 2. Aufl.: 278 S., 42 Abb., 18 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.

Anschriften der Verfasser

Dr. Eberhard Kümmerle
Hauptstr. 67
65344 Martinthal
kuemmerle@web.de

Dr. Gudrun Radtke
Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186
65203 Wiesbaden
gudrun.radtke@hlug.hessen.de

Die pliozäne Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke, des Kinziggebietes und des Vorspessarts

VON STEFAN LANG und GÜNTER SEIDENSCHWANN
mit 11 Abbildungen, 3 Tabellen und 10 Bildern

Kurzfassung

Es werden die räumliche Verbreitung, Fazies und Lagerungsverhältnisse pliozäner Sedimente in der Hanau-Seligenstädter Senke und den östlich angrenzenden Mittelgebirgen beschrieben und auf dieser Grundlage die pliozäne geologische und geomorphologische Entwicklung dieses Raumes rekonstruiert. Die stratigraphische Abgrenzung und Charakterisierung der Pliozänvorkommen erfolgten in Aufschlussaufnahmen und Bohrungskorrelationen unter Berücksichtigung veröffentlichter Arbeiten.

Pliozäne Sedimente sind in Rinnen in der Hanau-Seligenstädter Senke unter quartärer Überdeckung, unter den Talböden der Mittelgebirgstäler und in Erosionsresten an den Talhängen überliefert. Aus den Vorkommen lässt sich ein Paläotalnetz des Mains und seiner Nebenflüsse rekonstruieren, das sowohl Senkungs- als auch Hebungsgebiete überspannt.

Vermutlich im frühen Pliozän schnitten sich die Vorläufer der heutigen Flüsse während einer Periode enormer Tiefenerosion bis fast zum heutigen Talboden ein, im Kinzigtal und in der Hanau-Seligenstädter Senke sogar bis unter das heutige Talbodenniveau. Die Breite der Täler reicht bis 9 km. Während der nachfolgenden Talauffüllung hinterließen der Main und seine Nebenflüsse kiesig-sandige Flussbettssedimente und Auenlehme. In einigen kleinen Tälern in der Hanau-Seligenstädter Senke entwickelten sich Seen, die als Moore verlandeten. An steilen Talflanken kam es lokal zu Murabgängen. Die Sedimentserien erreichten im Gründaugebiet und im Kahlthal mehrere Zehnermeter, im Kinzigtal und wahrscheinlich in der Hanau-Seligenstädter Senke ursprünglich eine maximale Mächtigkeit von wenigstens 90–100 m. Das Ausmaß des pliozänen Einschneidungsvorganges übersteigt den Betrag der quartären Taleintiefung deutlich und wird daher als *der eigentliche Talbildungsvorgang* für diesen Raum bezeichnet.

Gliederung

1	Einleitung	81
2	Geologischer und geomorphologischer Überblick	82
3	Untersuchungsmethoden	85
4	Vorkommen pliozäner Sedimente	86
4.1	Das pliozäne Untermaintal	89
4.2	Das Hanau-Mühlheimer Paläotal und seine Verlängerung im Gründaugebiet	89
4.3	Pliozänvorkommen im Kinziggebiet	94
4.4	Pliozänvorkommen im Kahlthal	101
4.5	Die kleinen Rinnen in der östlichen Hanau-Seligenstädter Senke	106
4.6	Pliozänvorkommen im Dieburger Becken und im Odenwald . .	106
5	Sedimentologie und Petrographie der pliozänen Sedimente	107
5.1	Sedimentologische und petrographische Beschreibung	107
5.2	Rekonstruktion der Ablagerungsräume	112
5.3	Vertikale Abfolge und paläogeografische Unterschiede	116
6	Alter der pliozänen Sedimente und der Erosionsphase	118
6.1	Datierung der Taleintiefung	118
6.2	Datierung der Pliozänvorkommen	120
7	Diskussion der Ergebnisse und Zusammenfassung	122
8	Literatur	126

1 Einleitung

Die quartäre Flussgeschichte der östlichen Untermainebene und der umgebenden Mittelgebirge während der letzten rund zwei Millionen Jahre ist in den letzten Jahrzehnten wissenschaftlich detailliert untersucht worden (z. B. STREIT & WEINELT 1971, DIETZ 1981, SCHEER 1974, SEIDENSCHWANN 1980, 1987, 1989, SEMMEL 1969, 1974, 1999). Dagegen ist über das ebenfalls von Flussablagerungen bestimmte Pliozän, die vorherige erdgeschichtliche Epoche vor rund 5 bis 2,6 Millionen Jahren, vergleichsweise wenig bekannt. Seit den Untersuchungen von KINKELIN (1889, 1892) und HÄUSER (1954) gibt es keine neueren zusammenhängenden Studien über die erd- und landschaftsgeschichtliche Entwicklung dieses Raumes während des Pliozäns.

Dieser Umstand liegt möglicher Weise in der kleinräumigen Erhaltung entsprechender Sedimentvorkommen, die eine überlokale Deutung und Zuordnung erschwert. So sind in der Hanau-Seligenstädter Senke, einem tertiären Senkungsraum, pliozäne Ablagerungen nur lokal als Füllungen von oft relativ schmalen Rinnen überliefert (RENFTEL 1995; LANG 2007) und zudem in großen Gebieten von bis zu 40 m mächtigen quartären Ablagerungen bedeckt. In den östlich angrenzenden Mittelgebirgen beschränken sich heutige Vorkommen pliozäner Ablagerungen andererseits meist nur auf Erosionsreste in den Flusstälern (SEIDENSCHWANN 1980, 1989, 1994, 2009; SEIDENSCHWANN & AUER). Oft geben dort nur in geomorphologischer Hinsicht einzelne Verebnungen mit Verwitterungshorizonten Hinweise auf die tertiäre Reliefentwicklung.

Zum anderen ist die stratigrafische Korrelation der pliozänen Sedimente wegen ihrer Ähnlichkeit zu pleistozänen Bach- und Auenablagerungen sowie zur Beckenrandfazies des älteren Tertiärs oft mehrdeutig. Nur an einigen Vorkommen gibt es biostratigrafische Untersuchungen, die eine gesicherte Einstufung ins Pliozän erlauben (z. B. MÜRRIGER & PFLANZL 1955; GREGOR et al. 1989a, b, GREGOR 1995; KILPPER in OKRUSCH et al. 1967b). Mehrfache Erosions- und Sedimentationsphasen zusammen mit tektonischen Bewegungen erschweren die Korrelation von pliozänen Sedimenten innerhalb der Mittelgebirge sowie zwischen Mittelgebirgen und Untermainebene.

Aufgrund dieser Schwierigkeiten gibt es trotz fortschreitenden Erkenntnisgewinns bis in die jüngste Zeit unter Geomorphologen divergierende Auffassungen über die pliozäne Reliefentwicklung zwischen dem Hebungsgebiet des Spessarts (SCHWENZER 1967; JUNG 2008) und dem Rhein-Main-Tiefland. VÖLKER (1928: 46) vertrat – im Gegensatz zur Meinung maßgeblicher Geomorphologen – die Auf-

fassung, das hessische Kinzigtal, ein rechtes Nebental des Untermain, sei in entscheidendem Anteil bereits im Zeitraum vom ausgehenden Miozän bis zum Oberpliozän gebildet worden. Die Taleintiefung habe schon im frühen Pleistozän die volle heutige Tiefe erreicht und sei „in einem Zuge“ erfolgt (VÖLKER 1928: 28). Im Gegensatz dazu hat die pliozäne Erosion nach HUMMEL (1940: 47) nicht bis zur heutigen Talsohle gereicht.

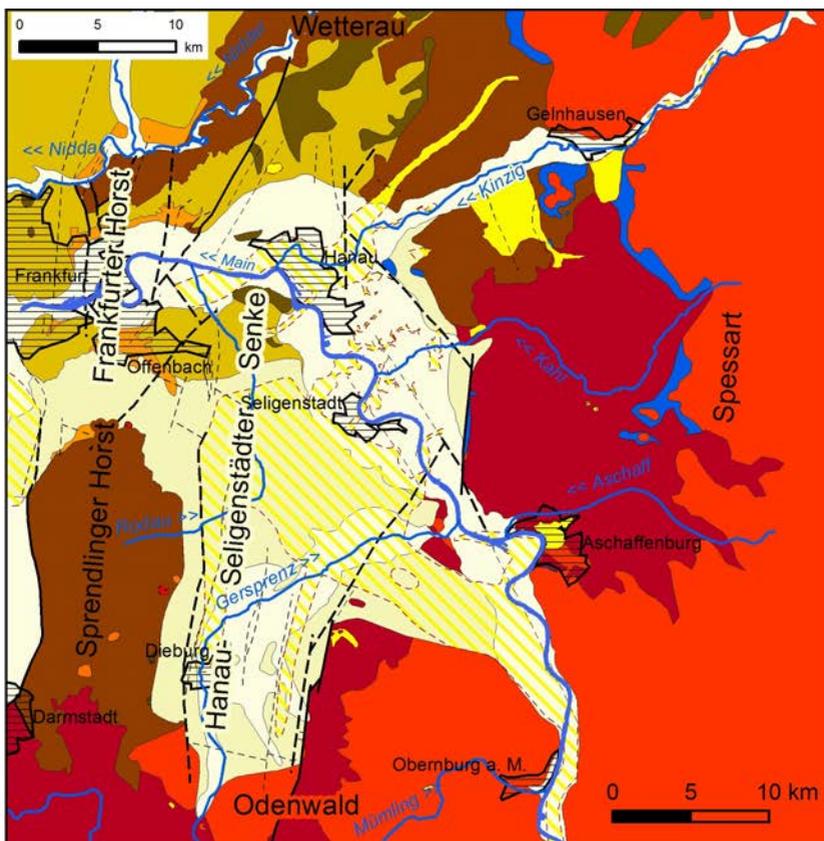
Diese divergierenden Auffassungen über die geologische bzw. geomorphologische Entwicklung dieses Raumes gaben Anlass zu detaillierteren Untersuchungen, die die Autoren zunächst unabhängig voneinander in räumlich benachbarten Teilbereichen des östlichen Rhein-Main-Gebiets durchführten. Während SEIDENSCHWANN (1980, 1989, 1994, 2009) die pliozäne Talentwicklung überwiegend im Spessart und Kinziggebiet unter geomorphologischen Aspekten untersuchte, konzentrierte sich LANG (2007) mit Bohrungskorrelationen auf das Senkungsgebiet der Hanau-Seligenstädter Senke. Die bei unseren Kartierungen auf unterschiedlicher methodischer Grundlage gewonnenen Erkenntnisse wiesen einerseits große Übereinstimmungen auf, andererseits stellten sie jeweils wichtige Ergänzungen der jeweils anderen Studie dar. Der Schlüssel für ein besseres Verständnis der geologisch-geomorphologischen Entwicklung des Pliozäns schien daher darin zu liegen, die Einzelergebnisse in einer gemeinsamen zusammenfassenden Darstellung der bisherigen Befunde zusammen zu führen.

2 Geologischer und geomorphologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet umfasst das Tiefland der Hanau-Seligenstädter Senke, die den größten Teil der östlichen Untermainebene einnimmt, und die angrenzenden Hochgebiete (Abb. 1). Die Hanau-Seligenstädter Senke ist ein grabenartiges Randbecken des Oberrheingrabens, das im Osten durch den Spessart, im Süden und Südosten durch den Odenwald und im Norden durch die Wetterau begrenzt wird. Die westliche Abgrenzung zum Oberrheingraben bilden der Sprendlinger Horst und in seiner nördlichen Verlängerung der Frankfurter Horst. Die Einsenkung der Hanau-Seligenstädter Senke und die gleichzeitige relative Hebung der umgebenden Mittelgebirge Spessart, Odenwald und Wetterau begann spätestens während des tieferen Oligozäns vor rund 30 Millionen Jahren. Bis zum frühen Miozän war die Senke Teil des Oberrheingrabenmeeres bzw. des Oberrheingrabensees, die marine (Meeres-), brackische (Flussmündungsbereich) und limnische (See-) Sedimente hinterließen (GRIMM 2004). Oligozäne und miozäne Sedimente griffen

auch weitläufig auf die relativen Hochgebiete der Wetterau und des Kinziggebiets über, wo sie als Erosionsreste erhalten sind. Flussablagerungen und Basaltdecken im mittleren Miozän zeigen an, dass der See zu dieser Zeit verlandete und vor rund 15 Millionen Jahren unter den Einfluss vulkanischer Eruptionen geriet. Aus der zweiten Hälfte des Miozäns, einem rund 10 Millionen Jahre dauernden Zeitraum, sind im östlichen Rhein-Main-Gebiet keine Ablagerungen überliefert. Die tertiären und prätertiären Gesteine unterlagen bei den damals herrschenden warm gemäßigten bis subtropisch-feuchten Klimabedingungen (MAI 1995: 349, 359) einer intensiven Verwitterung, die zur Ausbildung charakteristischer roter Bodenformen führte. Gleichzeitig entwickelte sich im Jungtertiär ein mehrgliedriges Flachrelief von ausgedehnten Ebenheiten in unterschiedlichen Höhenlagen. Während die älteren dieser Reliefgenerationen über größere Gebiete hinweg zu verfolgen sind, lässt die räumliche Verbreitung der jüngeren Flachformen bereits deutlich die Anlehnung an die heutigen Flussgebiete bzw. Täler erkennen (HUMMEL 1944; NAGEL 1965; SCHWENZER 1967; SEIDENSCHWANN 1980, 1989; JUNG 2008).

Wahrscheinlich in einer frühen Phase des Pliozäns kam es zu einem deutlichen Umbruch in der Landschaftsentwicklung. Teile der vorherigen Ablagerungen wurden wieder abgetragen und es entwickelte sich ein breites Talnetz, das sowohl die Hebungsgebiete, als auch die Hanau-Seligenstädter Senke durchzog und während des Pliozäns wieder mit Flussablagerungen verfüllt wurde. In der Senke wurde das aufgefüllte Rinnensystem von pleistozänen Ablagerungen überlagert. In den Tälern der Hebungsgebiete sind bis mehrere Zehnermeter mächtige Erosionsreste pliozäner Ablagerungen überliefert (z. B. die Spessart-Täler der Aschaff und Kahl, ebenso der Kinzig im nördlich angrenzenden Ronneburger Hügelland). Im Pleistozän wechselten sich Ablagerung und Erosion durch den Main und seine Nebenflüsse wiederholt ab. Während des mittleren Pleistozäns wurden die Flusstäler des Mittelmains (KÖRBER 1962, DIETZ 1981) und seiner Nebenflüsse (SCHIRMER 1967, WEINELT 1967, SEIDENSCHWANN 1980, 1989) mit Zehnermeter mächtigen Flussablagerungen wieder aufgefüllt, die als Erosionsreste noch erhalten sind. Danach schnitten sich die Flüsse sowohl in den Mittelgebirgen als auch in der Hanau-Seligenstädter Senke wieder verstärkt ein und hinterließen an den Talflanken mehrere Schotterterrassen (SEMMELE 1974, 1984, 1999; SCHEER 1974, 1976; DIETZ 1981; SEIDENSCHWANN 1980, 1987, 1989).



- Mittel-/Oberpleistozän
- Unter-/Mittelpleistozän
- Pliozän
- Miozäne Basalte
- Miozän
- Oligozän
- Messel-Formation (Eozän)
- Basalt (Paläogen)
- Trachyt (Oberkreide/Paläogen)
- Buntsandstein
- Zechstein
- Rotliegend
- variszisches Grundgebirge
- Pliozänvorkommen unter quartärer Bedeckung
- Störung
- unter quartärer Bedeckung
- vermutet

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des östlichen Rhein-Main-Gebiets.

3 Untersuchungsmethoden

Pliozäne Ablagerungen sind in der Hanau-Seligenstädter Senke nicht wie die unterlagernden miozänen Sedimente flächenhaft verbreitet, sondern – wie auch in den Randgebieten – auf kleinräumige Gebiete beschränkt (vgl. RENFTEL 1995, 1998). Außerhalb dieser Vorkommen werden miozäne Sedimente oder Vulkanite direkt diskordant von pleistozänen Kiesen überlagert (vgl. LANG 2007). Die Kartierung der Pliozänvorkommen, die Abgrenzung des Pliozäns zum Miozän im Liegenden und zum Quartär im Hangenden und die Beschreibung der sedimentären Fazies erfolgten durch Bohrungskorrelation und Aufschlussaufnahmen. Dabei wurden auch publizierte biostratigraphische Studien berücksichtigt, die Vorkommen von Flussablagerungen mithilfe von Pflanzen-Großresten oder Pollen und Sporen ins Pliozän einstuften (siehe Tab. 3). Darauf aufbauend wurden weitere Vorkommen durch Bohrungskorrelation eingestuft. Geologische Karten und publizierte Aufschluss- und Regionalstudien wurden ebenfalls herangezogen.

Für die lithostratigraphische (aufgrund von Gesteinsmerkmalen) Abgrenzung des Pliozäns zum Miozän wurden verschiedene Kriterien verwendet. Die pliozänen Sedimente sind meist kalkfrei im Gegensatz zu den Kalksand- und Mergelabfolgen des Miozäns. Basalte sind im Miozän, nicht aber im Pliozän bekannt. Kalkschalen fehlen im Pliozän, insbesondere für das Miozän typische marine oder limnische Formen. Stattdessen ist eine besondere Häufigkeit von Pflanzenresten eher ein Hinweis auf Pliozän. Bis zu Zehnermeter mächtige Abfolgen von Kohlenflözen und Tonen sind typisch für manche Pliozänvorkommen, während im Miozän der Region nur untergeordnet geringmächtige Kohleinschaltungen bekannt sind. Kiesanteile in Rinnensedimenten sprechen eher für Pliozän als für Miozän. Rot oder bunt gefärbte Intervalle wurden eher als Hinweis für Miozän betrachtet, kommen aber untergeordnet auch im Pliozän vor. Das Pliozän repräsentiert einen Großzyklus von basalen Grobsedimenten zu zunehmend feinkörnigeren Sedimenten (LANG 2007). Entsprechend wurde die Liegendgrenze dort interpretiert, wo gröbere Sedimente über feineren Sedimenten einsetzen.

Ein Hauptkriterium für die Basis des überlagernden Pleistozäns war das plötzliche Einsetzen von groben kies- bis blockführenden Sanden oder Kiesen über Lehmen, Braunkohlen oder kiesfreien bis kiesarmen Sanden. Weitere Unterscheidungskriterien zwischen pliozänen und pleistozänen Sedimenten waren die unterschiedlichen petrographischen Eigenschaften (vgl. SCHEER 1974: 25 ff.; STREIT 1967; STREIT & WEINELT 1971: 137, 384; SEIDENSCHWANN 1980: 18 f.). Die pliozänen Schotter enthalten höhere Anteile an Quarzgeröllen (40 % bis über

90 %) als quartäre Schotter und meist vollständig gebleichte Buntsandsteine, die teilweise leicht zerfallen bzw. vergrusen. In den pliozänen Mainablagerungen fehlen die typischen Obermaingerölle. Im Kahlgebiet und am Vorspessartnordrand kommen in pliozänen Grobsedimenten auch in wechselnden Anteilen Quarzitschiefer und zersetzte sonstige Kristallingerölle vor (Tab. 1). Wo verfügbar, wurden auch Schwermineralanalysen für die Abgrenzung berücksichtigt. In den Spektren dominieren stabile (verwitterungsresistente) Komponenten (Zirkon, Turmalin, Staurolith, Rutil, zusammen meist über 90 %), während Epidot, Zoisit und Hornblende nur in geringen Mengen vorhanden sind (siehe Tab. 2).

Schließlich diene, wenn auch nur bedingt, die Farbe als Unterscheidungskriterium. Das Pliozän weist überwiegend weiße, graue und gelbe, nur selten auch intensiv rötliche Färbung auf; die pleistozänen Sedimente zeigen meist sandfarbene bis hellbraune, rot- bis rostbraune, nur in geringem Maße auch weiße, gelbe und grünliche Farben. Vereinzelt wurde auch die Höhenlage von Sedimenten über den heutigen Talauen im Vergleich zu nachgewiesenen Pliozänvorkommen als Kriterium herangezogen.

4 Vorkommen pliozäner Sedimente

Sowohl in der Hanau-Seligenstädter Senke als auch in den Mittelgebirgen konnte in Aufschlüssen beobachtet werden, dass die Vorkommen pliozäner Sedimente oft eindeutig an erosive Rinnen bzw. Paläotäler gebunden sind (GREGOR et al. 1989b, SEIDENSCHWANN et al. 1995). Auf Karten zeigen die Vorkommen in der Hanau-Seligenstädter Senke langgestreckte, mäandrierende (gewundene) und verzweigte Umrisse (Kohleverbretungskarten der Gewerkschaft Gustav, vgl. LANG 2007; RENFTEL 1995, 1998). Auch die Umrisse der ehemaligen Braunkohlentagebaue in diesem Gebiet zeichnen diese Form nach. In den Mittelgebirgen kommen pliozäne Sedimente nur als Erosionsreste in den heutigen Flusstälern vor; dort sind sie sowohl unter den pleistozänen Talbodensedimenten, als auch an den Talhängen und unter höher gelegenen pleistozänen Terrassensedimenten überliefert.

Mithilfe der Bohrungen, Aufschlüsse und Geländekartierungen können die bekannten Vorkommen miteinander räumlich verknüpft werden. Dabei lässt sich ein differenziertes Netz von Rinnen rekonstruieren, das die gesamte Hanau-Seligenstädter Senke und ihre umgebenden Mittelgebirgsränder durchzieht (Abb. 2, 3).

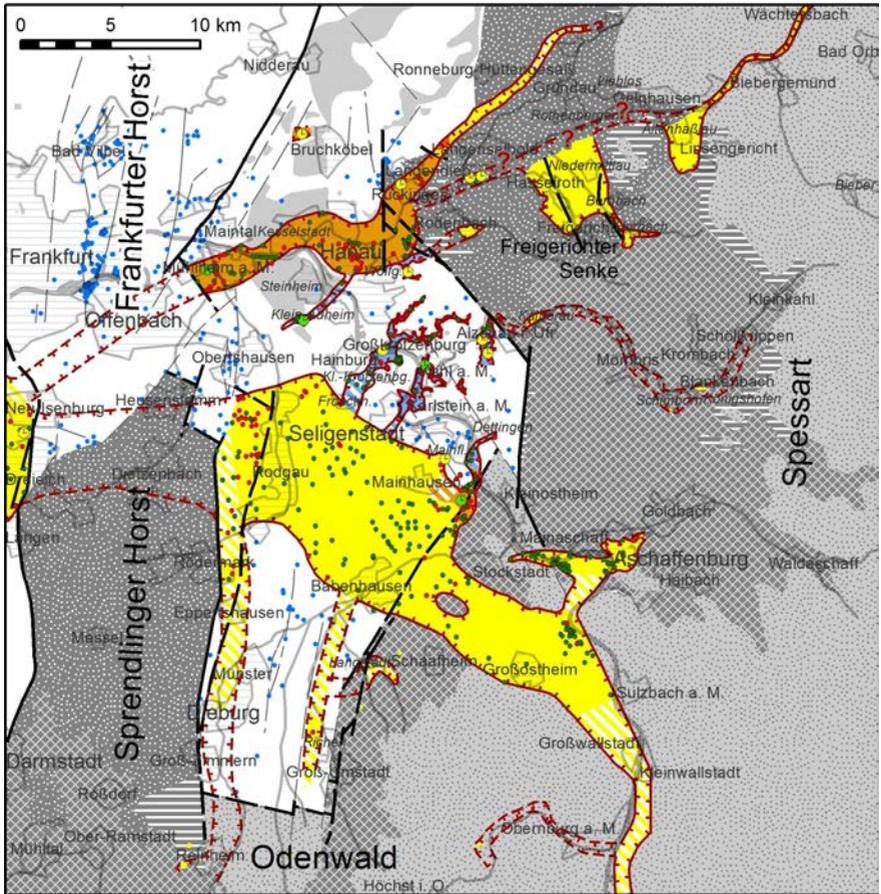


Abb. 2: Pliozänvorkommen und das rekonstruierte pliozäne Rinnennetz.

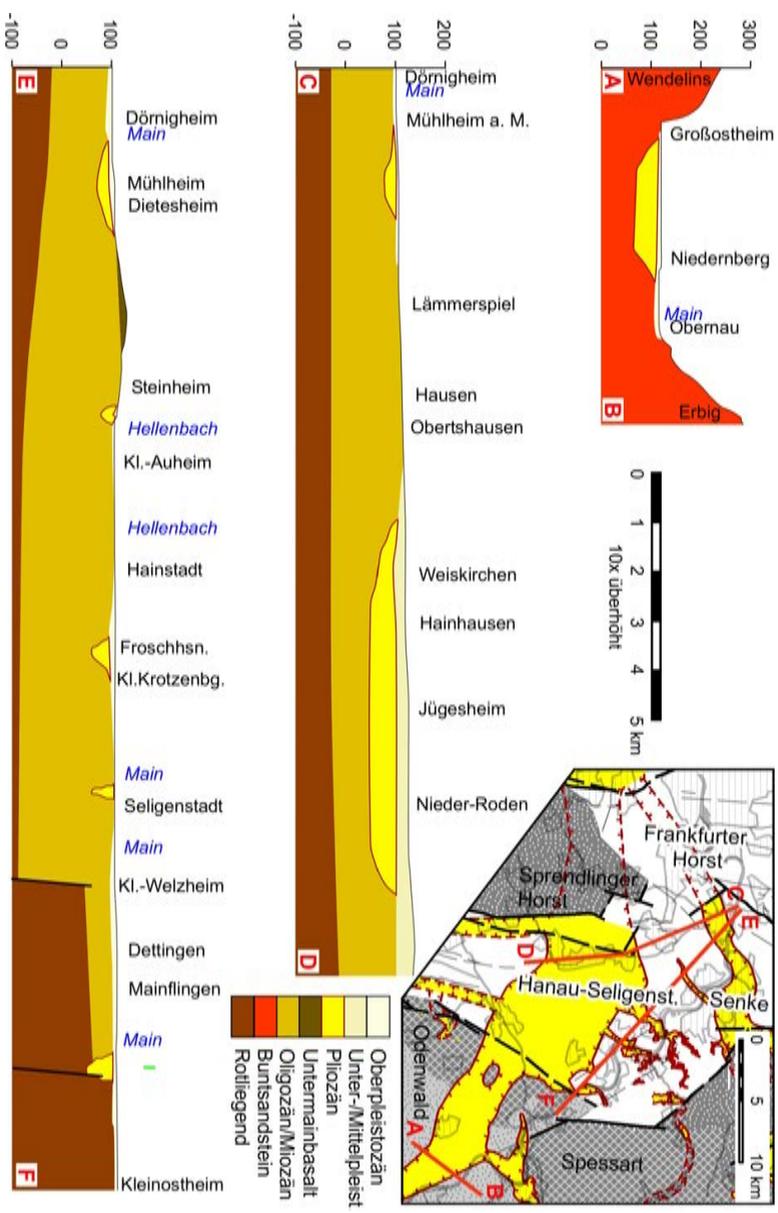


Abb. 3: Querschnitte durch die pliozänen Paläotäler in der Hanau-Seligenstädter Senke.

4.1 Das pliozäne Untermaintal

Innerhalb der Hanau-Seligenstädter Senke sind mehrere nur wenige hundert Meter breite Rinnensysteme offensichtlich tributär zu zwei größeren Haupttrinnen zu verfolgen (Abb. 2). Die größere der beiden Rinnen ist etwa 9 km breit, kommt aus dem Mittelmaintal, verläuft in nordwestlicher Richtung durch das Gebiet der Orte Großostheim, Babenhausen und Rodgau und lässt sich bis zum Ostrand des Sprendlinger Horstes nachweisen, dann allerdings in westlicher Richtung nicht mehr weiter verfolgen. Auf dem Sprendlinger und Frankfurter Horst sind keine pliozänen Sedimente bekannt. Die oberhalb der ältesten pleistozänen Terrassen vorhandenen Relikte pliozäner Verebnungen (SEMMELE 1999: 241, SEIDENSCHWANN 2009a: 62) sind dort auf älteren Gesteinen (Miozän und Rotliegend) ausgebildet. Die auf diesen terrassenartigen Flachformen vermutlich ehemals vorhandenen geringmächtigen Sedimente sind später wieder völlig abgetragen worden.

Eine westliche Fortsetzung der pliozänen Rinne zeichnet sich wieder klar jenseits des Sprendlinger Horsts bei Neu-Isenburg und Dreieich-Sprendlingen ab, wo am Oberrheingrabenrand pliozäne Sedimente erbohrt sind. Die Rinne lässt sich eindeutig einem pliozänen Vorläufer des Mains zuordnen. Die Basis der pliozänen Sedimente in diesem Paläotal liegt nach Bohrungen bei rund 40–70 m ü. NN (vgl. Abb. 8).

Ein etwas größeres Nebental aus dem Spessart kommt aus dem heutigen Aschafftal. Dort stehen im Stadtgebiet von Aschaffenburg nach STREIT & WEINELT (1971) pliozäne Sedimente unter quartären Terrassensedimenten bis in eine Höhe von ca. 130 m ü. NN an (vgl. Abb. 8).

4.2 Das Hanau-Mühlheimer Paläotal und seine Verlängerung im Gründaugebiet

Die zweite Hauptrinne ist ca. 2,5 km breit, tritt bei Erlensee in die Hanau-Seligenstädter Senke ein und verläuft mäandrierend in westsüdwestlicher Richtung durch Hanau, Kesselstadt und Mühlheim am Main (Bild 1). Die Basis der Sedimente liegt bei 60–70 m ü. NN (vgl. Abb. 9). Bei Mühlheim ist das pliozäne Alter auch paläobotanisch belegt (GREGOR et al. 1989b, GREGOR 1995, Bild 2).

Westlich von Mühlheim scheint das Pliozänvorkommen am Rand des Frankfurter Horsts zu enden. In östlicher Verlängerung dieser Rinne sind mächtigere Vorkommen bei Erlensee-Rückingen bis östlich von Erlensee-Langendiebach erbohrt. Im weiteren Verlauf dieser Achse war jüngst an der Autobahnauffahrt



Bild 1: Baugrube in Mühlheim, Ebertstraße, Basis der pliozänen Sedimente. Der basale grobe Schotter ist rinnenartig in ältere Sedimentgesteine aus dem Untermiozän (Inflatenschichten) eingeschnitten. Maßstab: Spatenstiel 55 cm Länge.

Langenseldbold-West und im westlich anschließenden neuen Gewerbegebiet von Erlensee der nördliche Randbereich einer mindestens mehrere Zehnermeter breiten, in etwa ostnordost-west-südwestlicher Richtung verlaufenden Rinne auf größere Erstreckung aufgeschlossen (SEIDENSCHWANN 2009). Die in einer Höhe von ca. 140 m ü. NN angeschnittene Sedimentfolge repräsentiert eine spezifische Randfazies im frühen Abschnitt der Pliozänsedimente.

Die Sedimente sind im nördlichen Teil, d. h. in den unmittelbaren randlichen Partien der Rinne, durch völlig unsortierte Schwemmlagen aus umgelagerten Blöcken aus Basaltzersatz, roten Bodensedimenten aus lateritischem Basaltrotlehm (Bild 3) und eingelagerten Kiesen und Sanden benachbart vorhandener Untermiozänsedimente, sowie Material des unmittelbar anstehenden Rotliegend gekennzeichnet. Auffallendes Merkmal der basal sehr grob entwickelten Schwemmschuttlagen ist ihre teilweise murartige Ausbildung (Bild 4), die an das Vorhandensein von nur wenige Meter breiten kastenförmigen Rinnen gebunden ist, die seitlich, d. h. aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung, mit einem Längsgefälle bis zu 45° in die muldenförmige Rinne münden.



Bild 2: Unterführung unter Bahnstrecke Offenbach-Hanau in Mühlheim westlich der Rodau. Schräggeschichtete Sande mit dunklen humosen Lagen. Das Bild wurde wenige Meter nördlich der Probenentnahmestelle für die paläobotanischen Untersuchungen aufgenommen. Maßstab: Spatenstiel 55 cm Länge.



Bild 3: Anschnitt Abfahrt Langenselbold-West der A 45. Umgelagertes rotes Bodenmaterial und Blöcke von Basaltersatz. Spatenstiel: 40 cm Länge.



Bild 4: Anschnitt Abfahrt Langenselbold-West der A 45. verkitteter murartiger Schwemmschutt an der Basis der Pliozänfolge. Bildbreite ca. 50 cm.

Die darüber abgelagerten Sedimente weisen zunehmend geringeres Gefälle auf und verzahnen sich nach Süden bzw. Südwesten mit mittel- bis dunkelgrauen, örtlich bunten, zunehmend sandigeren Sedimenten, in die sich auch tonige und geringmächtige schwärzliche humose Lagen einschalten. Die Basis der Sedimente liegt hier deutlich unter 130 m ü. NN. Die Ausbildung und Lagerungsverhältnisse der Randfazies der Rinnenfüllung zeigen deutlich, dass hier während des Beginns der Sedimentation sowohl ein nördlich anschließendes höheres Rückgelände bestanden hat, als auch sehr steile Hänge, die beide heute nicht mehr vorhanden sind (SEIDENSCHWANN 2009). Diese Sachverhalte liefern aus geomorphologischer Sicht nähere Hinweise auf den Ablauf des geologischen Geschehens. Das ehemalige Paläorelief wurde von einer (oder mehreren) Basaltdecke(n) aufgebaut, die flächenhaft zu lateritischem Rotlehm verwittert war(en). Die miozäne Basaltdecke muss ursprünglich in wesentlich größerer Höhe gelegen haben als ihre Umlagerungsprodukte heute. In Analogie zu den nächstgelegenen, weiter nördlich heute noch anstehenden Vorkommen von Basaltzersatz kommt dafür eine Höhenlage von mindestens 185–190 m ü. NN in Frage. Von diesem bzw. einem vermutlich noch höheren Ausgangsniveau ausgehend muss es postbasaltisch, d. h. nach der Basalteruption bzw. der anschließenden Verwitterung der Basalte zu Rotlehm zu einer sehr rasch ablaufenden und tiefreichenden Erosionsphase gekommen sein. Aus der Differenz dieser ehemaligen „Basaltrotlehmoberfläche“ und der Basis der pliozänen Sedimente im Gewerbegebiet Ost von Erlensee bei 130 m ü. NN erreicht die Tieferlegung den Betrag von mindestens 55–60 m. Da es sich bei der Lokalität lediglich um den Randbereich einer wahrscheinlich viel tieferen Rinne handelt, muss dieser Betrag noch erheblich höher anzusetzen sein. Vergleicht man die Basis der Sedimente mit der Unterkante des Pliozäns SSW Langenselbold, die bei 110 m ü. NN liegt (vgl. unten Kap. 4.3), ebenfalls außerhalb der Hanau-Seligenstädter Senke, dann sind für diese Erosionsphase Einschneidungsbeträge von wenigstens 85–90 m anzusetzen.

An der rechten – nördlichen – Flanke des Gründautales lässt sich der Verlauf der Rinne über ein schmales Band reliktscher Pliozänvorkommen bis ins Gebiet um Gründau rekonstruieren. Dort beschreiben BÜCKING (1891a, 1892: 182,186), v. REINACH (1899: 35 f., 57, Nr. 13), HÄUSER (1933: 16 ff.) und TOLL (1966) ein altes Flusstal der Gründau, das bis zu 300 m breit und 25 m tief war und dessen Sohle ca. 8 m über dem heutigen Talboden lag. Die zugehörigen Sedimente erreichen Geländehöhen von bis zu 175 m ü. NN. Der Verlauf dieser alten Talfüllung weicht vom heutigen Tal beträchtlich ab; nach Angaben von TOLL (1966: 117) verlief das Fluss-

bett durchschnittlich 500 m nördlich des heutigen. Während v. REINACH (1899: 53) und TOLL (1966) die weißen, gelblichen, hellgrauen, z. T. blaugrauen und rötlichen Sande, Tone und Kiese in das mittlere Pleistozän datierten, nahmen BÜCKING (1892) und HÄUSER (1933, 1954) ein aquitanzeitliches bzw. jüngstpliozänes Alter an. Nach den Eigenschaften der Kiese mit einem hohen Anteil von Quarzen und ausschließlich gebleichten Buntsandsteinen, völlig zersetzten Basalten, Tertiärquarziten, Allitgeröllen (alte Bezeichnung für Bauxit) und Eisenkrustenstücken (vgl. auch TOLL 1966: 118) handelt es sich bei diesen Flusssedimenten eindeutig um pliozäne Ablagerungen. Dafür sprechen auch die Schwermineralspektren (vgl. Tab. 2, Proben Nr. 8–10); neben den stabilen Mineralen Rutil, Turmalin und Zirkon mit Anteilen von 98–100 % ist außer Anatas mit 1 bzw. 2 % nur in einem Fall Epidot mit 1 % vertreten.

4.3 Pliozänvorkommen im Kinziggebiet

Ein weiterer Fluss kam offenbar aus dem heutigen Kinzigtal, wo SEIDENSCHWANN (1980: 79, Abb. 8, Bild 5) und SEIDENSCHWANN & AUER (1981: 65, 69, Abb. 5, 71 ff.) bei Langenselbold im Talboden unter den jungquartären Flussablagerungen hellgraue, teils unsortierte sandig-kiesige Sedimente mit regellos eingelagerten Baumstamm- und Astteilen fanden, die sie aufgrund palynologischer Befunde, des Nachweises einer Buchen- und einer Zedernart und stabiler Schwermineralspektren ins Pliozän datierten. Die Unterkante dieses Pliozänvorkommens liegt bei ca. 110 m ü. NN (vgl. z. B. SEIDENSCHWANN 1980: 79, Abb.8), westlich einer Verwerfung deutlich darunter. Die Sedimentvorkommen sind bei Langenselbold nur in basalen Abschnitten erhalten.

Pliozänsedimente großflächigerer Verbreitung und hoher Mächtigkeit entlang des Kinzigtals sind weiter flussaufwärts belegt. Bei Gründau-Rothenbergen, Gründau-Lieblös und zwischen Hasselroth-Niedermittlau und Freigericht-Bernbach lässt die Verbreitung der Pliozänsedimente eine enge Anlehnung an die tektonisch angelegte Freigerichter Senke erkennen (BÜCKING 1891b: 29 ff.; SEIDENSCHWANN 1980: 112 ff., Abb.3). Außerhalb der Freigerichter Senke gibt es bei Freigericht-Horbach zwei Vorkommen von pliozänen hellgrauen tonigen Sanden, Tonen und Kiesen. Beide Vorkommen wurden in steil eingeschnittenen, engen Tälern abgelagert, die in die Freigerichter Senke münden. An der ersten Lokalität unterhalb des Friedhofs von Freigericht-Horbach waren tonige Sande und Kiese in einer Baugrube unter pleistozänen Sanden in 20–25 m relativer Höhe über dem Talbodenniveau (Basis bei 15–20 m) in mindestens 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen.



Bild 5: Basis der pliozänen Sedimente im Kinzigsee S Langenselbold mit Kiesen, Sanden, Tonlagen und eingelagerten Ästen und Baumstämmen. Darüber rötlichbrauner Kinzigsschotter der letzten Kaltzeit. Maßstab: Spatenstiel 55 cm Länge.

In vergleichbarer Höhenlage waren intensiv pedogen überprägte Tone, Sande und kiesige Sande am Südrand der Sandgrube Trageser SE des Riesenküppel S Horbach unter pleistozänen Sanden an der Straße Horbach–Neuses angeschnitten (siehe Bild 6). Die Kiese enthielten neben Quarzen und stark verwitterten Quarzitschiefen ebenfalls ausnahmslos gebleichte Buntsandsteine.

Die Oberkante des Pliozänvorkommens in Freigericht-Horbach liegt in einer Höhe von mindestens 195–200 m ü. NN; das Vorkommen in der Sandgrube erreicht wenigstens 205 m ü. NN. Die ursprüngliche Aufschüttungsfläche der pliozänen Sedimentfolge muss hier jeweils noch wesentlich höher gelegen haben, da in beiden Lokalitäten das Pliozän von pleistozänen Terrassensedimenten diskordant überlagert wird (t1-Terrasse bzw. Talverschüttung i. S. v. SEIDENSCHWANN 1980, 1989), die im Zuge der quartären Wiedereintiefung der Täler entstanden.

Südlich von Gelnhausen erreichen die Pliozänsedimente (BÜCKING 1891a: 41 f.) sowohl größere Mächtigkeiten, als auch größere Höhenlagen. Nähere Hinweise auf die ehemals enorme Mächtigkeit erbrachte die quartärgeologische Neukartierung im Nordwestteil des Blattes 5821 Bieber im Raum südlich von Gelnhausen (SEIDENSCHWANN 1989: 90 f.; Abb. 5; Bilder 7 und 8). Dort sind pliozäne Schotter



Bild 6: Südteil der Sandgrube Trageser S Freigericht-Horbach. Roterde auf pliozänen kiesigen Sanden über gefleckten Tonen. Maßstab: Spatenstiel 55 cm Länge.

und Sande unter der höchstgelegenen pleistozänen Terrasse im Kinziggebiet bis in ca. 200 m ü. NN nachgewiesen. Die der ehemaligen Aufschüttungsoberkante der Pliozänsedimente entsprechende Verebnung ist dort in einer Höhe von 220 m ü. NN ausgebildet.

Vergleicht man die höchsten Vorkommen des Pliozäns mit der Basis dieser Sedimente in der Umgebung von Linsengericht-Altenhaßlau (SEIDENSCHWANN 1980: 106 ff., Abb.12), wo diese im Niveau der heutigen Talaue liegt, evtl. noch tiefer, dann ist für diesen Bereich des Kinziggebiets von einer ehemaligen Maximalmächtigkeit von hundert Metern, mindestens aber von neunzig Metern auszugehen. Solche ursprünglichen Sedimentmächtigkeiten lassen sich auch für das mittlere Kinzigtal bei Wächtersbach folgern. Dort sind hell- bis gelblichbraune schluffige Fein- und Mittelsande mit lagenweise Geröllen aus Quarz und Buntsandstein bis 12 cm, meist aber bis 2 cm Kantenlänge, und einzelnen grauen Ton- und Schluffeinlagerungen bis in eine Tiefe von mindestens 33 Metern unter dem heutigen Talbodenniveau erbohrt worden (DIEDERICH & EHRENBERG 1977: 111 f., Bohrg. 126) (vgl. Abb. 4). Die Basis der nicht durchteuften Sedimente liegt demnach unter 106 m ü. NN.

Zwei Bohrungen im unteren Orbtal (ib.: 240, 243, Bohrg. 129, 140), einem Nebental der Kinzig, ca. 1,5 km S Wächtersbach erbrachten vergleichbare Befunde. Auch hier reichen die pliozänen Bildungen bis mindestens 19 m unter die rezente Talsohle hinab. Die in der Kiesfraktion enthaltenen Buntsandsteine sind meist gebleicht. Entsprechende Verhältnisse konnten in unmittelbarer Nachbarschaft während des Autobahnbaues der A 66 im Anschnitt der Anschlussstelle Wächtersbach beobachtet werden. Die im Unterhangbereich angelegte Straßenböschung legte einen hellgrauen kiesigen Sand frei, der vereinzelt gebleichte Buntsandsteingerölle und auch kantigen, gebleichten Buntsandsteinschutt in hangwärtiger Einregelung enthielt.

In diesem Talabschnitt ging der Sedimentation der pliozänen Kiese, Sande und feinkörnigeren Bildungen demnach eine Tiefenerosionsphase voraus, bei der sich die Kinzig um mindestens hundert Meter eintiefte; die nachfolgende pliozäne Talverschüttung erreichte hier vermutlich annähernd den gleichen Betrag (vgl. auch SEIDENSCHWANN 1994: 19, Abb. 2).

In Abb. 4 ist das tief eingeschnittene Engtal der Kinzig mit etwa 100 m hohen, sehr steilen Talflanken deutlich zu erkennen. Oberhalb davon schließen sich sehr breite, stark überformte Verebnungen an, die in Höhen von 240 m bis 270 m ü. NN ausgebildet sind. Vergleichbare terrassenartige Ebenheiten sind im



Bild 7: Ehemalige Sand- und Kiesgrube Altenhaßlau. Abbauwand mit pliozänen Kiesen, Sanden und Tonlage und fossilem rötlichem Bodenhorizont. Hangend pleistozäne Schotter (bräunlich). Maßstab: Spatenstiel 55 cm Länge.



Bild 8: Ehemalige Sand- und Kiesgrube Altenhaßlau. Pliozäne Sand- und Kieslagen mit gebleichtem Buntsandsteinblock. Spatenstiel: 55 cm Länge.

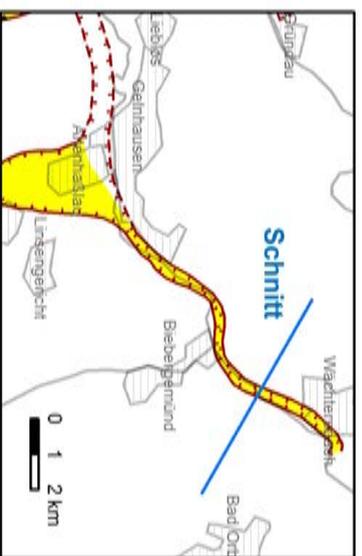
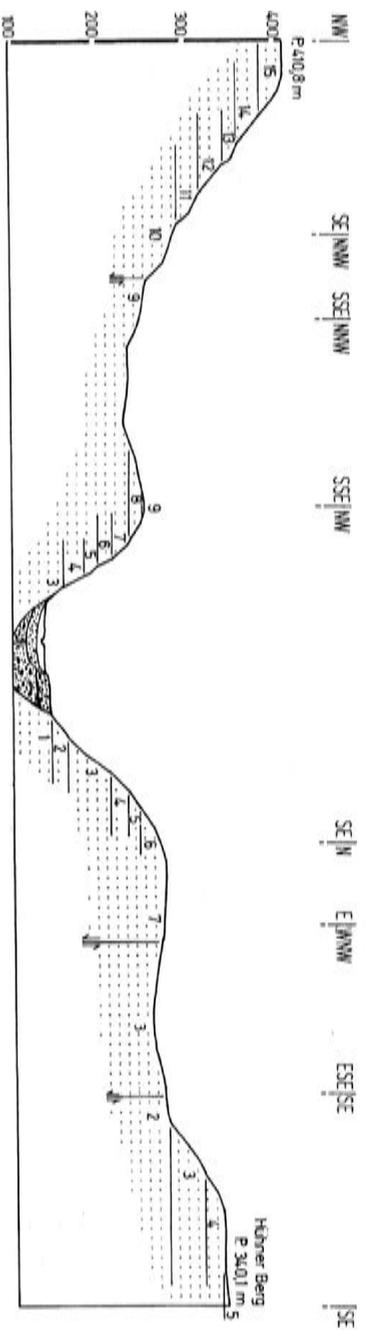


Abb. 4: Geologisch-geomorphologisches Profil durch das mittlere Kinziggebiet zwischen dem Büdinger Wald bei Wächtersbach und dem Westen von Bad Ort.
 Legende: 0–16, Schichtglieder des Unteren und Mittleren Buntsandsteins; Kies- und Sandsignatur im Bereich des Kinzigtalbodens; Pleistozäne Schotterkörper, darunter pliozäne Sande und Kiese.

höheren Kinziggebiet beiderseits der Kinzig in großer Zahl und beträchtlicher Breite anzutreffen.

Südlich von Steinau a. d. Str. beschreiben EHRENBERG & HICKETHIER (1982: 94) ein isoliertes Sedimentvorkommen von weißgrauen und gelbbraunen feinkörnigen Sanden an der Bellinger Warte (P. 342,7), für das sie ein pliozänes Alter vermuten. Die Lage der Sande mit etwa 342 m ü. NN bzw. 167 m relativer Höhe über dem Talboden ist im Vergleich zu den übrigen, sicher nachgewiesenen, Pliozänvorkommen ungewöhnlich hoch; dieser Sachverhalt spricht eher für ein präpliozänes Alter. Möglicherweise korrelieren sie mit Sedimenten, die weiter flussaufwärts südlich und nördlich der Kinzig unter miozänen Basaltdecken auftreten. Diese Vorkommen liegen in ähnlichen Höhenlagen wie die Sedimente an der Bellinger Warte und werden von EHRENBERG & HICKETHIER (1971, ib.) ins präbasaltische Miozän eingestuft.

Im höheren Kinzigtal waren nach EHRENBERG & HICKETHIER (1971: 128 f.) im Bereich des Reisigwäldchens SE Herolz in einer Höhe von 320–325 m ü. NN bzw., je nach Geländebezug, 50 bis 55 m bzw. maximal 65–70 m relativer Höhe über der Kinzig Sande und Kiese aufgeschlossen. Die Sedimente wurden in über 5,5 m Mächtigkeit erbohrt und traten als Linse in weißgrauen Schluffen und Tonen auf. Die Oberfläche des Vorkommens wird – im Gegensatz zur Lokalität Bellinger Warte – in geomorphologischer Hinsicht von einer terrassenartigen Verebnung gebildet. Daher liegt der Schluss nahe, dass es sich bei diesen Ablagerungen tatsächlich um eine echte Flussterrasse handelt. Da die pleistozänen Terrassen im höheren Kinzigtal keine auch nur annähernd vergleichbaren relativen Höhen über dem Talboden erreichen und die postbasaltischen mio-/pliozänen Verebnungen deutlich höher liegen, kann für die Sedimente bei Herolz ein pliozänes Alter vermutet werden.

4.4 Pliozänvorkommen im Kahlthal

Einen pliozänen Zufluss aus dem heutigen Kahlthal belegen Sedimente im Vorspessart im Norden von Alzenau und Alzenau-Kälberau (OKRUSCH et al. 1967b: 167 ff., 172 f.; SEIDENSCHWANN 1980: 160 ff., 1989: 85). Die dort überwiegend grobkiesig ausgebildeten, in bis über 8 Metern Mächtigkeit erhaltenen Schotter (Bild 9) mit feinsandig-tonigen Einschaltungen überlagern streckenweise basal einen Rotlehm (vgl. auch OKRUSCH et al. 1967b: 144 ff.) Die Sedimentation war zumindest phasenweise länger unterbrochen; dies belegt eine durch einen Fleckenhorizont überlieferte intensive fossile Bodenbildung, die von kristallinen Gesteinen auf to-



Bild 9: Pliozäner Schotter am Rothenberg im Norden von Alzenau aus Quarzen, gebleichten Buntsandsteinen, Tertiärquarziten und mürben Quarziten. Maßstab: Spatenstiel 55 cm Länge.

nige Feinsande übergreift, die sich mit dem Schotter verzahnen (SEIDENSCHWANN 1980: 160). Für eine noch während des Pliozäns erfolgte nachträgliche intensive Verwitterung der Kiese spricht der Verwitterungszustand der Kiese und Gerölle. So sind die Buntsandsteine nahezu völlig gebleicht und fast sämtliche Sandsteine zerbrechen leicht beim Anschlagen. Nur wenige Blöcke sind noch kernfrisch und kompakt; selbst die Metaquarzite und quarzreichen Glimmerschiefer sind häufig entfärbt und lassen sich in der Hand zerbrechen.

Im oberen Kahlthal waren im Neubaugebiet von Königshofen i. K. (siehe Abb. 5) auf ca. 350 m Längserstreckung in einer relativen Höhe von 12 m über dem Talboden bzw. in ca. 187 m ü. NN 12 m mächtige Grobsedimente aufgeschlossen (SEIDENSCHWANN 1989: 83 f.). Neben kantengerundeten bis gerundeten Quarzen, Geröllen und Blöcken aus Tertiärquarzit und Buntsandstein bis 50 cm Länge wiesen sie einen hohen Anteil an fast ausschließlich gebleichten Buntsandsteinen bis 20 cm Durchmesser auf (Bild 10). Der Verwitterungsgrad der Buntsandsteinkiese und -blöcke ähnelte sehr den beschriebenen Verhältnissen bei Alzenau. Bemerkenswert war auch das völlige Fehlen sämtlicher leichter verwitterbarer Kristallingesteine, ebenso das relativ häufige Auftreten von Tertiärquarziten, das



Bild 10: Neubaugebiet im Osten von Königshofen i. K., Straßenanschnitt. Der pliozäne Schotter enthält nur Quarze, gebleichte Buntsandsteine und Tertiärquarzite. Maßstab: Spatenstiel 55 cm Länge.

für pleistozäne Terrassen des Kahlgebietes völlig untypisch ist und nur bei den pliozänen Sedimenten bei Alzenau und im Untermaingebiet bei Mühlheim (vgl. Tab. 1, Probe 1 K Pl) beobachtet werden konnte. Insgesamt besitzt diese Akkumulation die für pliozäne Schotter charakteristischen Merkmale. Bemerkenswert an diesem Schottervorkommen war das Vorhandensein eines Rotlehms von ca. 1,5 m Solummächtigkeit auf den Kiesen; die röntgenographische Untersuchung ergab allerdings nicht die für tertiäre Böden typische Verwitterungsintensität. Auf Grund der tiefen Geländedeposition des Schottervorkommens wird davon ausgegangen, dass ein wesentlicher Teil der hangenden Partien der ehemals wesentlich mächtigeren Plioänakkumulation später erodiert wurde und daher hier nur die basalen Lagen erhalten blieben. Der auf diesem erodierten Niveau entwickelte fossile Boden dürfte daher viel später gebildet worden sein, d. h. erst während einer pleistozänen Warmzeit.

Abgesehen von der wahrscheinlich späteren Bodenbildung sprechen alle Faziesmerkmale für eine pliozäne Entstehung dieses Schotters; eine im Pleistozän erfolgte Umlagerung der Kiese wird für ausgesprochen unwahrscheinlich gehalten, da in diesem Fall die mürben Sandsteine zerfallen wären. Die ältesten bekannten

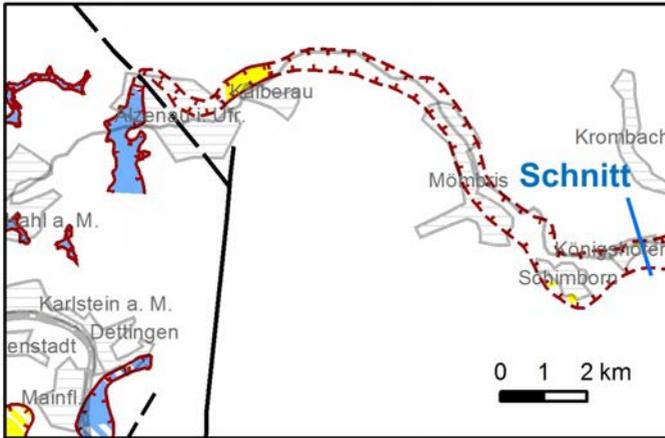
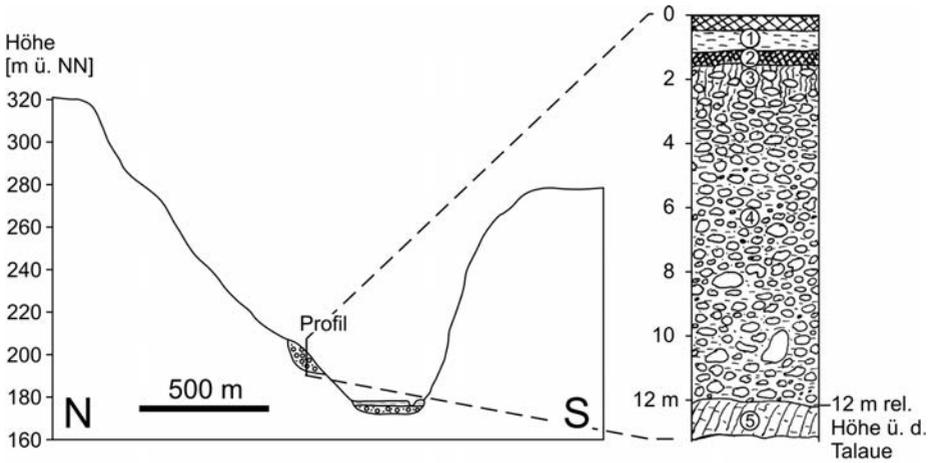


Abb. 5: Profil durch das Kahlthal bei Königshofen i.K.; 1 – Lößlehm mit holozänem Boden; 2 – fossiler Rotlehm; 3 – Fleckenzone; 4 – pliozäner Schotter mit Blöcken; 5 – Kristallin, verwittert. Kiessignatur in der Talaue: quartärer Schotter, darüber Auenlehm.

oberflächennahen pleistozänen Schotter im oberen Kahlthal (SEIDENSCHWANN 1989: 84 f.) weisen eine viel weniger intensive nachträgliche Verwitterung auf.

Weitere Vorkommen von pliozänen Terrassen im höheren Kahlthal ab Mömbris sind in 210–220 m und 220–230 m und in Tälern der rechten Kahlzuflüsse 250–260 m ü. NN überliefert. Diese Terrassen sind auf den ersten Blick nicht als Flussablagerungen zu erkennen, denn auf nahezu allen Terrassenrelikten ist ein *autochthoner Rotlehm* entwickelt, der in liegenden, mehrere Meter mächtigen bunten und grauen tonigen Gneis- und Glimmerschieferersatz übergeht. Die Rotlehmvorkommen im Süden von Schimborn in 220–230 m ü. NN und am neuen Friedhof von Schimborn in 210–220 m ü. NN sind auch von WEINELT (1965: 182), SCHWENZER (1967: 26 ff.) und SEIDENSCHWANN (1980: 159 f.) beschrieben und als tertiäre Bodenbildung gedeutet worden. Bei eigenen Begehungen in verschiedenen Straßenanschnitten und Baugruben konnten in der Rotlehmmatrix verbreitet Quarzgerölle bis 10 cm Länge beobachtet werden, die stellenweise in Kieslagen angereichert sind. In diesen Lagen sind wiederholt auch Blöcke bis 30 cm Länge vorhanden. Die Quarze sind meist kantig, vielfach weisen sie aber eine deutliche Kantenrundung auf, die einen fluvialen Transport der Quarze belegt. Damit konnte nachgewiesen werden, dass das Rotlehmsolum nicht unmittelbar nur auf Spessartkristallin entwickelt ist, sondern zum wesentlichen Teil auf einem Umlagerungsprodukt aus verwitterten Gneisen. Da keine Kristallinanteile in den Schotterlinsen festgestellt werden konnten, auch keine völlig zersetzten Gneise, deutet das *ausschließliche* Vorkommen von *Quarzen* auf eine primäre Auslese bereits im Liefergebiet hin. Höchstwahrscheinlich stammen die Quarze (Gangquarze) aus der Matrix von Böden auf höheren Verebnungsniveaus, auf denen die leichter verwitterbaren Kristallingesteine flächenhaft tiefgründig zersetzt waren. Solche tiefreichenden Zersatzzonen paläozoischen, mesozoischen und tertiären Alters sind auf Gneisen im Vorspessart in Höhen oberhalb und sogar unterhalb der pliozänen Terrassen weit verbreitet (vgl. auch WEINELT 1965: 180 ff.; OKRUSCH et al. 1967: 144 ff.; JUNG 2008).

Alle beschriebenen Vorkommen im Kahlthal lassen sich miteinander korrelieren. Der in 12–24 m relativer Höhe über der Kahl gelegene Schotter bei Königshofen i. K. repräsentiert wahrscheinlich einen basalen, grobkörnigen Abschnitt, die etwa 2 Kilometer davon entfernten, viel höher gelegenen Vorkommen bei Schimborn einen höheren Abschnitt der Plioänsedimente im Vorspessart. Auf Grund der starken späteren erosiven Überformung der in 45–55 m relativer Höhe überlie-

ferten Pliozänrelikte bei Schimborn muss die Oberkante der ehemaligen pliozänen Aufschüttungsoberfläche noch höher gelegen haben.

4.5 Die kleinen Rinnen in der östlichen Hanau-Seligenstädter Senke

In der östlichen Hanau-Seligenstädter Senke lassen sich mehrere nur wenige hundert Meter breite, eng mäandrierende und verzweigte Rinnensysteme kartieren (Umrisse der ehemaligen Braunkohlentagebaue und Kohlevertreibungs-karten der Gewerkschaft Gustav, vgl. LANG 2007). Eine dieser Rinnen entsteht bei Großkrotzenburg aus der Mündung zweier Rinnen und verläuft dann durch Hainburg-Klein-Krotzenburg. Die Mündung in das pliozäne Untermaintal dürfte bei Froschhausen liegen. Eine zweite Rinne verläuft von Kahl am Main durch das Gebiet der ehemaligen Braunkohlengruben Gustav und Amalie nach Seligenstadt. Pliozänvorkommen südlich von Karlstein-Dettingen und Mainhausen-Mainflingen lassen sich zu einer weiteren Rinne verbinden. In der Tongrube südlich Mainhausen-Mainflingen waren pliozäne Sande, Kiese und Tone mit Fleckenzonen aufgeschlossen (STREIT 1967, STREIT in OKRUSCH et al. 1967b, GREGOR et al. 1989a). Sie sind dieser Rinne oder Ihrem Mündungsbereich in das pliozäne Untermaintal zuzuordnen. Eine Nord-Süd verlaufende Rinne westlich von Alzenau i. Ufr. und weitere kleinere Vorkommen lassen sich mit den vorhandenen Bohrungen noch nicht eindeutig in das Talnetz einbinden. Ein weiteres kleines Talsystem mündet bei Hanau-Wolfgang in das Hanau-Mühlheimer Paläotal. Ein Vorkommen bei Klein-Auheim und Lämmerspiel könnte ebenfalls zu einer in das Hanau-Mühlheimer Paläotal entwässernden Rinne gehören. Keines dieser Paläotäler lässt sich bis in den Spessart verfolgen.

4.6 Pliozänvorkommen im Dieburger Becken und im Odenwald

Die Kartierung südlicher Nebentäler des pliozänen Untermaintals ist schwieriger, weil das Quartär in der südlichen Hanau-Seligenstädter Senke (Dieburger Becken) Mächtigkeiten von einigen Zehnermetern erreicht und nur von wenigen Bohrungen durchteuft wurde. Meist liegt dort das Pleistozän bei rund 100 m ü. NN diskordant auf Miozän. Ein mehrere Zehnermeter mächtiges, vermutlich pliozänes Sedimentvorkommen ist aber in einer Bohrung bei Groß-Umstadt Richen durch eine Pollenanalyse von HOTTENROTT (Bohrakte Richen C99/BK1) nachgewiesen. Faziell dem Pliozän ähnliche Sedimente könnten bei Rödermark Ober-Roden, Eppertshausen und Münster bei Dieburg erbohrt worden sein. Auch im Odenwald

sind Vorkommen vermutlich pliozäner Ablagerungen bekannt, so im Gersprenztal. Nach SEMMEL (1984: 81, Abb. 24) sind dort im Bereich der Ziegelei-grube Reinheim (R 3486300, H 5520660) unter unterpleistozänen Schottern, die nur wenige Meter über dem heutigen Talboden liegen, weiße Kaolin-Tone mit Tertiärquarziten und Geröllen angetroffen worden. KLEMM & VOGEL (KLEMM 1894) kartierten weitere Pliozänvorkommen bei Babenhausen-Langstadt im Tal des Länderbachs und Schlierbachs, rechten Zuflüssen der unteren Gersprenz aus dem Odenwald. Diese Vorkommen im Dieburger Becken und im Odenwald zeigen, dass auch im Südteil der Hanau-Seligenstädter Senke ein aus dem Odenwald kommendes, tief eingeschnittenes pliozänes Talnetz existierte.

Tiefliegende Pliozänvorkommen im Odenwald sind von CHELIUS & KLEMM (1894, cit. DIETZ 1981: 129) im unteren Mümlingtal, einem linken Nebental des Mittelmain, auf Blatt 6021 Obernburg kartiert worden. Die leuchtend weiß und rot gefärbten, sowie hellgrauen und rostfarbenen, schwach tonigen Sande weisen nach DIETZ (1981: 130, Tab. 2) eine für pliozäne Sedimente charakteristische absolute Dominanz stabiler Schwerminerale auf. Neben Turmalin, Zirkon und Rutil kommt Epidot in zwei Proben nur zu je 1 % vor; Granat und grüne Hornblende sind in einer Probe zu je 1 % nachgewiesen. Die für quartäre Ablagerungen kennzeichnende typisch buntere Zusammensetzung sowie höhere Anteile meta- bzw. instabiler Schwerminerale sind nicht festzustellen.

5 Sedimentologie und Petrographie der pliozänen Sedimente

5.1 Sedimentologische und petrographische Beschreibung

Die pliozänen Ablagerungen in der Hanau-Seligenstädter Senke und in den Mittelgebirgstälern zeigen eine hohe Faziesdiversität von Sanden, Kiesen, Schutten, Lehmen, Schluffen, Tonen und Braunkohlen (Abb. 8–10). Die Sedimente sind meist grau, lokal auch rot oder gelb gefärbt, und überwiegend kalkfrei. Es lassen sich verschiedene Typen von Ablagerungseinheiten unterscheiden (Abb. 6).

Zu den verbreitetsten Ablagerungen gehören Abfolgen aus meist grauen und kalkfreien *Sanden*, *kiesführenden Sanden* und *Kiesen* (Abb. 6a, Bilder 1, 2, 7–10). Dabei wechseln sanddominierte mit kiesdominierten Einheiten mit Bankmächtigkeiten von einigen Dezimetern bis wenigen Metern (z. B. bei Altenhaßlau, Abb. 7, Bilder 7 und 8). Groblagen mit Geröllen und Blöcken in Kantenrundung bis guter Rundung können bis zu mehrere Meter mächtige Intervalle bilden (SEIDENSCHWANN 1980: 110; SEIDENSCHWANN et al. 1995). Größere Gerölle und

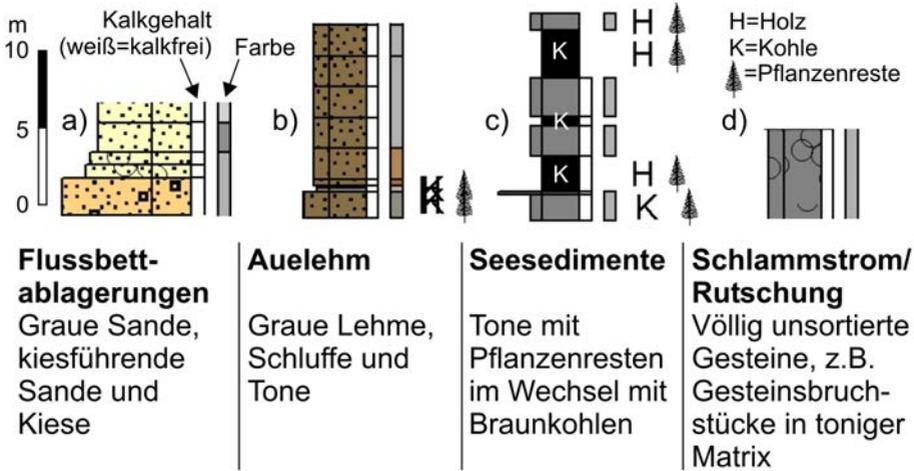


Abb. 6: Beispielprofile der verschiedenen Ablagerungstypen.

Blöcke sind häufig an der Basis der Kieslagen angereichert (Abb. 7). Längsachsen sind teilweise eingeregelt (z. B. im Anschnitt der Anschlussstelle Wächtersbach der A 66, siehe Kapitel 4.3). Die Gerölle bestehen aus Quarz und gebleichtem Buntsandstein sowie vereinzelt stark angewitterten kristallinen Gesteinen (Tab. 1; z. B. SEIDENSCHWANN 1980, SEIDENSCHWANN & AUER 1981, GEYER 2002 und enthaltene Referenzen). Die Sande sind zum Teil kaolinisiert (GEYER 2002). Im Schwermineralspektrum der Sande dominieren die stabilen Komponenten wie Turmalin, Zirkon, Rutil und Staurolith mit 85–99 % (Tab. 2; SCHEER in SEIDENSCHWANN & AUER 1981, THIEMEYER in SEIDENSCHWANN et al. 1995). Als weitere Komponenten treten in den Sanden schwarzgraue humose Lagen (Bild 2), Blattlagen, Baumstammteile (Bild 5), andere Pflanzenreste und Pyritkonkretionen (Eisensulfid-Anreicherungen) auf (GREGOR et al. 1989a, 1989b; SEIDENSCHWANN & AUER 1981).

Im fluvialen Kontext sind die Sande und Kiese als Flussbettablagerungen und rinnennahe Überflutungsablagerungen von Flüssen und Bächen anzusehen. Je nach den Strömungsverhältnissen innerhalb der Flussbetten dominiert Sand oder Kies. Beim Wandern der Sand- und Kiesbänke oder bei erneuter Einschneidung von Rinnen bleiben die größeren Blöcke als Rückstand an der Basis der Ablagerungseinheiten zurück. Bei stärkerer Strömung werden längliche Gerölle in Strömungsrichtung eingeregelt. Die eingeschwemmten Pflanzenreste deuten auf

waldbestandene Uferbereiche hin. Das Überwiegen grauer Farben spricht für eine Wassersättigung der Sedimente nach der Ablagerung. Die Kaolinisierung der Sande, das weitgehende Fehlen der instabilen Schwerminerale und der hohe Verwitterungsgrad der Gerölle zeigen, dass während und nach der Ablagerung intensive chemische Verwitterung stattfand.

Probennummer	Lage		fluviale Sedimente									
	R-Wert	H-Wert	Buntsandstein	Quarz	Quarzschiefer	Glimmerschiefer	Quarzit/Grauwacke	Lydit/Kieselschiefer	Tertiärquarzit	Basalit	Verkieselter Zechsteindolomit	Sonstige
1 K Pl	3500580	5561820	14,5	64	0	0	10,5	0	5	5,5	0,5	*
2 K Pl	3507260	5558360	0,5	77	22	0	0	0	0	2	32	6
3 K Pl	3487450	5554100	29,3	59	4,9	0	0	0	1,4	3,2	0,3	1,9
4 Ka Pl	3505520	5550540	15,5	48	35	0	0	0	0	0	0	1,5
5 Ka Pl	3506140	5550930	30	39	29	0	0	0	0	0	0,5	1,5
6 Ka Pl	3505860	5550870	21	42	36	0	0	0	*	0	0	1
7 Ka Pl	3505570	5550950	2	58	21	0	0	0	12	0	*	1,5
8 Ka t1	3504500	5548620	26,5	36	37,5	*	0	0	0	0	0	*
9 Ka t2	3508340	5551380	19	31,5	43,5	4,5	0	0	0	0	0	1,5
10 Ka t4	3509400	5551150	21	43	34,5	1,5	0	0	0	0	0	1
11 K t3	3487600	5557320	51,5	39	3	0	0	0	1,5	0	4	1
12 M t5	3498480	5552480	53	18,5	7	1,5	10	1,5	0	0	0	7,5

Tab. 1: Schotterspektren fluvialer Sedimente der Kinzig, der Kahl und des Mains (Fraktion 2–6 cm). K: Kinzig, Ka: Kahl, M: Main, Pl: Pliozän, t1, t2...: pleistozäne Schotter, *: in Spuren vorhanden (Angaben nach SEIDENSCHWANN 1980, verändert)

Ebenso häufig sind bis wenige Zehnermeter mächtige Abfolgen meist grauer, teils rotfleckiger und kalkfreier *Lehme, Schluffe und Tone* mit Sandlagen, Pflanzenresten und Palynomorphen (Abb. ??b, Bilder 2, 5 und 7 jeweils im oberen Profilschnitt; STREIT 1967, STREIT in OKRUSCH et al. 1967b, GREGOR et al. 1989a). Sie sind den bei Hochwässern überfluteten Talauen der Flüsse und Bäche zuzuordnen. Fleckige Zonen deuten auf eine wechselnde Durchfeuchtung in Grundwas-

Probennummer	Lage		fluviale Sedimente												
	R-Wert	H-Wert	Anatas	Apatit	Epidot/Zoisit	Granat	grüne Hornblende	Rutil	Staurolith	Turmalin	Zirkon	Alterit	Opak		
1 PL U*	3487700	5553580	14,2	0	1,2	0,4	0,4	1,6	0,8	77,8	3,2	0	61		
2 PL S	3504960	5468800	0	0	0	0	0	0	87	13	0	0	78		
3 PL O	3502040	5555820	9	0	4	0	0	13	18	22	34	0	67		
4 PL K	3502140	5558780	0	0	0	0	0	1	13	50	36	0	60		
5 PL K	3507260	5558360	1	0	4	0	0	2	2	30	60	0	71		
6 PL K	3515000	5561840	0	0	0	0	0	2	0	17	81	0	70		
7 PL K	3526920	5572040	0	0	1	0	1	3	0	34	61	0	54		
8 PL Gr	3506180	5564280	0	0	0	0	0	1	0	33	66	0	41		
9 PL Gr	3502420	5561820	1	0	0	0	0	4	0	32	63	0	60		
10 PL Gr	3505360	5564160	1	0	1	0	0	4	0	20	74	0	41		
11 t1 K	3514080	5558580	0	0	21	9	4	5	6	15	39	0	81		
12 t1 S	3505580	5546920	0	0	27	0	4	3	29	4	33	0	72		
13 t1 Ka	3506250	5549940	0	0	2	2	4	0	88	3	0	0	54		
14 t1 M	3493640	5560940	0	8	30	9	4	6	7	4	31	0	41		

Tab. 2: Schwermineralspektren fluvialer Sedimente des Pliozäns und Quartärs (Angaben in Korn-%)

Analytiker: H.-D.Scheer. *: H. Thiemeyer; U: Untermain, S: Spessarttrand, O: Oberrodenbacher Hügelland, K: Kinzig; Gr: Gründau; Ka: Kahl, Pl: Pliozän, t1, t2...: pleistozäne Schotter (Angaben nach SEIDENSCHWANN 1980, SEIDENSCHWANN et al. 1995, verändert)

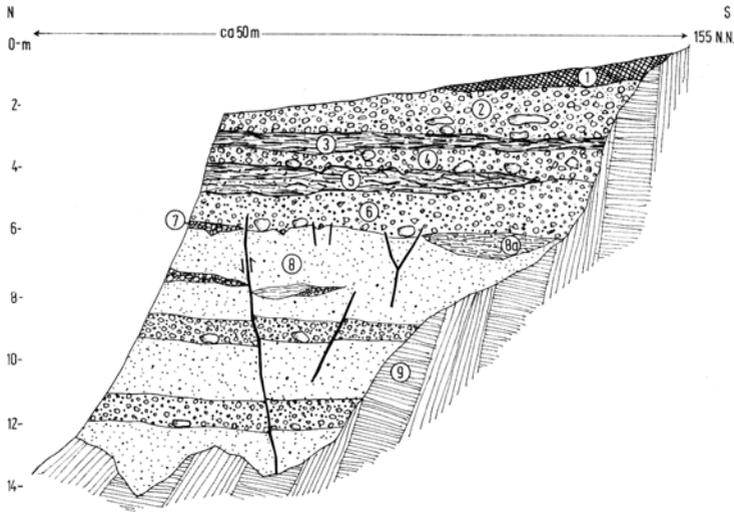


Abb. 7: Profil der ehemaligen Seitenentnahmegrube E Altenhaßlau. 1 – B₁-Horizont im Lösslehm; 2, 4, 6, 7 – mittelpleistozäne Buntsandsteinschotter mit Driftblöcken, mehrgliedrig; 3, 5 – Hochflutlehmzwischenlagen; 8 – pliozäne Sande und Kiese mit schluffig-tonigen Rinnenfüllungen (8a) und syndepositionären Verwerfungen; 9 – Verstoß.

serschwankungsbereichen bzw. G₀-Horizonten von Böden hin, während graue Zonen eher permanent wassergesättigt waren.

In Aufschlüssen treten *Schluff- und Ton-Linsen mit rinnenförmiger Basis* und Mächtigkeiten bis einige Dezimeter auf (z. B. bei Altenhaßlau, Abb. 7, Bild 7). Sie werden als Stillwasser- bzw. Seesedimente in nicht mehr von fließendem Wasser durchflossenen Altarmen (vgl. RUTTE 1957) interpretiert. Tonlagen größerer lateraler Ausdehnung und Mächtigkeit könnten auch in permanenten Seen in der damaligen Talaue entstanden sein, insbesondere, wenn sie zusammen mit Braunkohlen auftreten. *Braunkohlen* sind in den Pliozän-Vorkommen im Osten der Hanau-Seligenstädter Senke häufig (Abb. 6c, Abb. 10). Die Flöze erreichen Mächtigkeiten von 12–17 m und zeigen rinnenförmige Geometrien (GEYER 2002). Sie enthalten zahlreiche Pflanzenreste und Palynomorphen (z. B. KIRCHHEIMER 1934b, WOLFF 1934, REIN 1956). In den Braunkohlen sind Horizonte von in situ eingebetteten dicht stehenden Koniferen-Baumstümpfen und eingelagerten Stämmen, Nadeln und Zapfen beschrieben (DIEHL 1939). Fazies und Geometrie deuten darauf hin, dass die Braunkohlen aus Totholz in inaktiven Rinnen gebildet wur-

den, die bei fehlendem klastischem Sedimenteintrag als dicht bewaldete Moore verlandeten.

Völlig unsortierte Gesteine sind jüngst von SEIDENSCHWANN (2009) aus Pliozänvorkommen im Kinziggebiet beschrieben worden. Ablagerungen mit Geröllen und kantigen Blöcken aus präpliozänen Gesteinen (Rotliegend, Tertiär), teilweise in einer stark zementierten Matrix, füllen dort kastenförmige Rinnen (vgl. Bild 4). Andere Ablagerungseinheiten bestehen dort aus einer Matrix aus bunten, oft intensiv roten Lehmen und gebleichten weißen Tonen, teilweise mit Gesteinsbruchstücken bis zu Blockgröße aus verwitterten kristallinen Gesteinen, Buntsandsteinen oder Basalten. Vereinzelt werden unsortierte Gesteine auch in Bohrungen beschrieben, so ein Ton mit Geröllen bis 3 cm an der Pliozänbasis bei Mühlheim a. M. (Bhrg. 5819/549, Abb. 9). Unsortierte Kiese und Sande mit zahlreichen regellos eingelagerten Ast- und Baumstammteilen können ebenfalls in diese Gruppe von Ablagerungen eingeordnet werden (Kinzigsee südlich Langenselbold, SEIDENSCHWANN 1980: 79, Abb. 8; SEIDENSCHWANN & AUER 1981: 68; vgl. Bild 3). Dieses Gefüge weist auf eine gravitative Materialumlagerung als Rutschungen oder Schlamm- und Schuttströme ähnlich Murabgängen hin, bzw. auf stoßweise Wasserführung. Die Rotfärbung der Matrix lässt sich auf die Umlagerung von tertiären Bodenbildungen wie Roterden, Rotlehmen und Lateriten zurückführen (GEYER 2002; SEIDENSCHWANN 2009).

Wiederholt sind intensiv rötlich gefärbte Horizonte in den Sedimenten zu beobachten, die als fossile Bodenhorizonte interpretiert werden (SEIDENSCHWANN 1980: 113 f., 162; vgl. Bilder 6 und 7). Sie zeigen, dass während Stillstandsphasen der Sedimentation bzw. auf Flächen, die temporär nicht von der Sedimentation betroffen waren, intensive chemische Verwitterung bzw. Bodenbildung stattfand. Dafür spricht auch z. B. die Bleichung und teilweise völlige Auflösung des Gesteinsverbandes bzw. Vergrusung der Buntsandsteine (s. o. Kap. 4.3, 4.4).

5.2 Rekonstruktion der Ablagerungsräume

Aus der Vergesellschaftung von Flussbetsedimenten, Aueablagerungen und Altlaufseen und -mooren folgt, dass zur Pliozänzeit fluviale Ablagerungsräume vorherrschten (Abb. 11). Die Sedimentfracht der Flüsse bestand gleichermaßen aus Boden- und Schwebfracht, das heißt die Flüsse transportierten sowohl am Grund Kies und Sand, der im Flussbett auf Kies- und Sandbänken zur Ablagerung kam, als auch schwebend Sand, Schluff und Ton, der bei Hochwässern in der Talaue abgelagert wurde. Der hohe Anteil an Überflutungssedimenten und insbe-

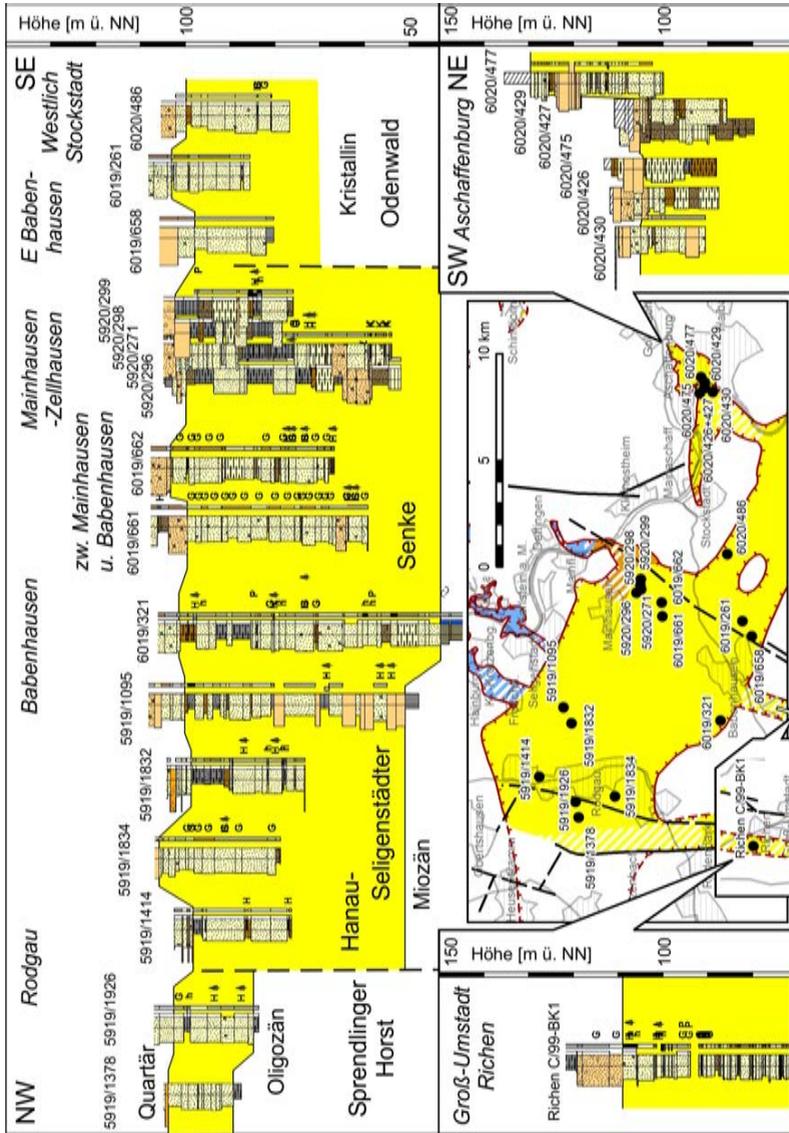


Abb. 8: Korrelation von Bohrprofilen aus dem pliozänen Paläomaintal, dem Aschafftal und dem Paläotal bei Groß-Umstadt Richen. Das Pliozän ist gelb hinterlegt. Legende siehe Abb. 9.

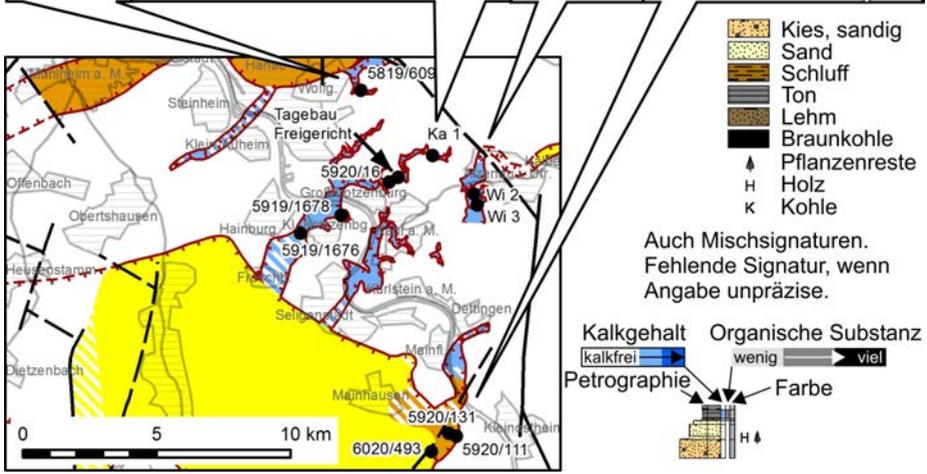
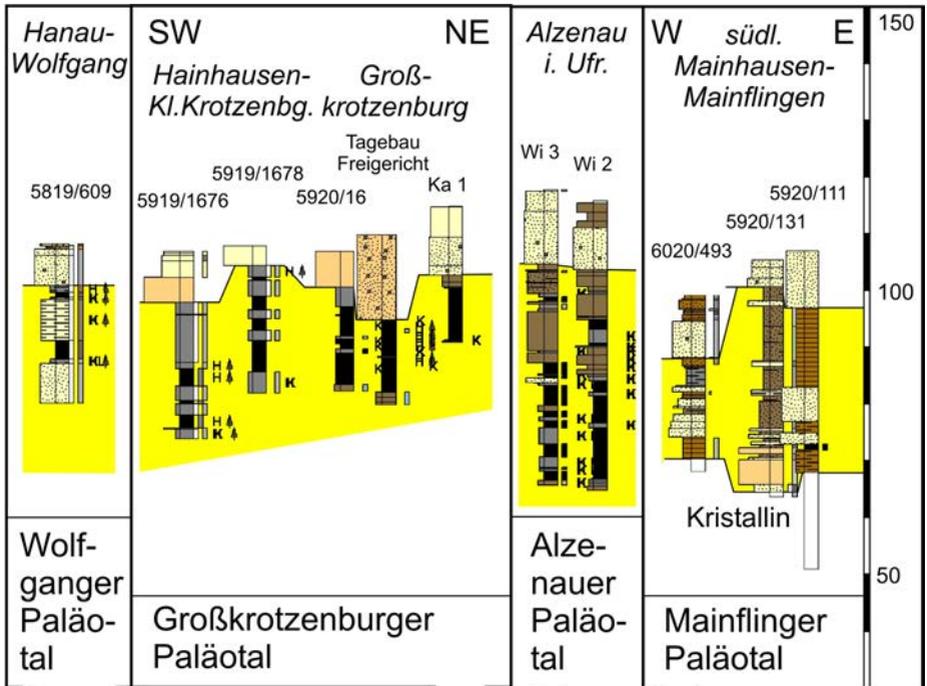


Abb. 10: Korrelation von Bohrprofilen aus den kleinen Paläotalern im Osten der Hanau-Siegenstädter Senke. Das Pliozän ist gelb hinterlegt.

sondere Altlaufseen ist besonders typisch für mäandrierende Flusssysteme. Die Häufigkeit von See- und Moorablagerungen, die Intensität der chemischen Verwitterung und der Bleichung der Sedimente, die in situ erhaltenen Baumstümpfe, die eingelagerten Baumstämme und andere Pflanzenreste sprechen für ein hohes Wasserangebot, das sich in einem oberflächennahen Grundwasserspiegel äußert, und ebenso für eine dichte Waldvegetation.

Die relative Häufigkeit der verschiedenen Ablagerungen ist in verschiedenen Profilschnitten und verschiedenen Teilräumen unterschiedlich und impliziert eine Untergliederung dieses fluvialen Ablagerungssystems in drei Untertypen. Beim flussbett-dominierten Typ überwiegen die Flussbett-Sedimente gegenüber den Aueablagerungen (z. B. bei Linsengericht-Altenhaßlau, Abb. 7, oder in den tieferen Profilschnitten des pliozänen Untermaintals, Abb. 8). Seeablagerungen treten in den Hintergrund. Beim überflutungsdominierten Typ überwiegen Sedimente der Talauen deutlich gegenüber den Rinnensedimenten (z. B. höhere Profilschnitte des Hanau-Mühlheimer Vorkommens, Abb. 9). Seesedimente sind auch hier untergeordnet. Der seedominierte Typ ist durch Wechsellagerungen aus tonigen See- oder Überflutungssedimenten mit Braunkohlenflözen bei weitgehendem Fehlen von Flussbettsedimenten gekennzeichnet (einige der kleineren Rinnen im östlichen Teil der Hanau-Seligenstädter Senke, Abb. 10). Der Wechsel von Tonen und Braunkohlen und das wiederholte Auftreten der Baumstumpfhorizonte weisen darauf hin, dass die Seen zyklisch verlandeten und erneut geflutet wurden.

Die fluvialen Ablagerungen verzahnen sich mit gravitativen Umlagerungen wie murartigen Schlammströmen und Rutschungen. Die Schlammströme sind an stellenweise kastentalartige, steile Rinnen gebunden, die zuvor durch Flüsse oder aber durch Erosion an der Basis eines Schlammstroms selbst entstanden sind. Die tonige Matrix und der verwitterte Zustand der Komponenten sprechen für die Umlagerung ehemals flächenhaft vorhandener, tiefgreifender tertiärer Böden (lateritische Roterden, Plastosole) im Liefergebiet.

5.3 Vertikale Abfolge und paläogeografische Unterschiede

Die heute erhaltenen Mächtigkeiten des Pliozäns betragen zwischen einigen Metern bis mindestens 50 m in der Hanau-Seligenstädter Senke. Die Obergrenze ist fast überall erosiv erniedrigt und die hohen Mächtigkeiten von Pliozänrelikten in den Mittelgebirgstälern bis 100 m (Kinzigtal) lassen darauf schließen, dass die ursprüngliche Mächtigkeit auch in der Hanau-Seligenstädter Senke erheblich

höher war. Viele der Profile des Pliozäns beginnen mit Flussbett-Sedimenten und zeigen zum Hangenden einen Übergang von flussbett-dominierten zu überflutungsdominierten Ablagerungen (Abb. 8 und 9). Der Kiesanteil der Flussbetten an der Pliozänbasis ist häufig deutlich höher als in höheren Profilabschnitten, wo die Flussbetten eher sanddominiert sind. Auch in Profilen, die auf der gesamten Mächtigkeit durch eine Dominanz von Rinnenablagerungen gekennzeichnet sind, ist zum Hangenden meist eine zunehmende Häufigkeit von Überflutungsintervallen zu beobachten. Profile, in denen Flussbetten untergeordnet sind, zeigen oft an der Basis ebenfalls geringmächtige Flussbett-Sedimente, die zum Hangenden seltener werden, in manchen Gebieten auch einen Übergang zu seedominierten Ablagerungen mit Braunkohlenflözen (Abb. 10). In Profilen, in denen gravitative Massenumlagerungen häufig sind, treten an der Basis lokal grober blockhaltiger Schutt und Schlammströme auf, während zum Hangenden Flussablagerungen zunehmen (SEIDENSCHWANN 2009 und Bhrg. 5819/549; vgl. 10). Den meisten Profilen gemeinsam ist also ein Trend vom Liegenden zum Hangenden, der über das gesamte überlieferte Sedimentationsintervall mit Mächtigkeiten von Zehnermetern bis mindestens 50 m eine Abnahme der basalen Massenumlagerungen, eine Abnahme von Rinnenablagerungen und eine Zunahme von Überflutungs- oder Seeablagerungen zeigt. Untergeordnete Wechsel von rinnendominierten zu überflutungsdominierten Intervallen oder Verlandungszyklen in den Seesedimenten sind in einzelnen Profilen zu erkennen, scheinen aber nicht eindeutig oder sind nur kleinräumig korellierbar.

Die Fazies der pliozänen Sedimente unterscheidet sich nicht nur in ihrer vertikalen Abfolge, sondern auch zwischen den einzelnen Vorkommen (Abb. 11). In der Hanau-Seligenstädter Senke herrschen im pliozänen Untermaintal, Flussbett-Ablagerungen vor, wobei einige Profile zum Hangenden einen Übergang zu einer Dominanz von Überflutungsablagerungen zeigen. Außerdem unterscheiden sich die Flussbett-Ablagerungen durch häufigeren Kiesgehalt und größere Korngrößen von den Flussbetten der anderen Paläotäler in der Hanau-Seligenstädter Senke. In dem kleineren der beiden Haupttäler dominieren Überflutungssedimente. Flussbetten sind aber vor allem im tieferen Abschnitt häufig. Kiesgehalte und Korngrößen sind geringer als im Paläo-Maintal. Seedominierte Sedimentabfolgen sind auf die kleinen Nebentäler im Osten der Hanau-Seligenstädter Senke beschränkt. Die wenigen Bohrungen im Dieburger Becken, die südliche Nebentäler des Paläo-Maintals vermuten lassen, scheinen eher flussbett-dominiert, allerdings mit geringerem Kiesgehalt als im Paläomaintal. In den beschriebenen Vorkommen

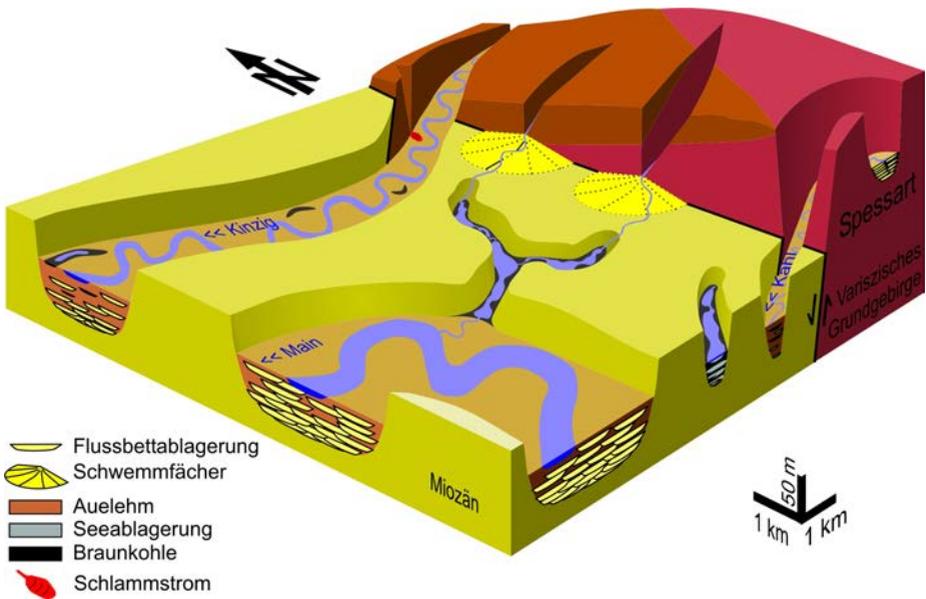


Abb. 11: Ablagerungsmodell für das Pliozän.

in den Mittelgebirgstälern dominieren Flussbett-Ablagerungen. In Randbereichen und an der Basis der Paläotäler haben lokal gravitative Massenumlagerungen und Schwemmschutte einen höheren Anteil.

6 Alter der pliozänen Sedimente und der Erosionsphase

6.1 Datierung der Taleintiefung

Der Beginn der Taleintiefung vor Akkumulation der pliozänen Sedimentfolgen lässt sich auf Grund des Fehlens exakter geologischer Zeitmarken nur annähernd datieren, weil in diesem Zeitraum in der Hanau-Seligenstädter Senke eine vom Langhium (mittleres Miozän) bis ins tiefere Pliozän dauernde Sedimentationslücke vorliegt.

In den Mittelgebirgen, im Bereich des Frankfurter Horsts bzw. des Sprenglinger Horsts und im Ronneburger Hügelland lässt sich der zeitliche Ablauf der jungtertiären Reliefentwicklung über die relative Altersstellung der tertiären Formenelemente geomorphologisch rekonstruieren. Zwei Zeitmarken erlauben eine Datierung der verschiedenen Stadien.

Die erste Zeitmarke ist der Nachweis von Stauolith in jungtertiären Sedimenten des Hanauer Beckens. Das für einen Großteil der Gneise des Kristallinen Vorspessarts charakteristische stabile Schwermineral kommt in oligozänen Schichten und im untersten Aquitan (tiefstes Miozän, Beginn des Jungtertiärs) nur in geringen Gehalten vor. Dieser Sachverhalt und das Fehlen von Kristallingerollen deuten nach GOLWER (1968: 177) darauf hin, dass zu dieser Zeit noch überwiegend Buntsandstein abgetragen wurde. Der erstmalige starke Anstieg der Stauolithgehalte in den untermiozänen Cerithienschichten (GOLWER 1968: ib.) markiert deutlich den Beginn der Freilegung des Kristallinen Vorspessarts von der Buntsandstein- und Zechsteinbedeckung. Der höchste untermiozäne Abschnitt der „Oberen Cerithienschichten“ (heute „Oberrad-Formation“) im tiefen Aquitan entspricht einem Alter von etwa 23 Millionen Jahren (GRIMM et al. 2002). In geomorphologischer Hinsicht kommen als zeitlich entsprechende Oberflächenformen die höchsten flächenhaften Verebnungen im Vorspessart in Frage, die bereits wenigstens teilweise auf den Stauolith führenden Gneisen ausgebildet sind. Das höchste Verebnungsniveau, das diese Voraussetzungen erfüllt (vgl. OKRUSCH et al. 1967a), ist in einer Höhe von ca. 400 m ü. NN ausgebildet (Höhe 399,9 m ü. NN nördlich von Rückersbach, Rabengrundkopf in 395 m ü. NN).

Eine zweite Zeitmarke ist durch das Alter des Vogelsbergvulkanismus von 17,6–15,2 Millionen Jahren (BOGAARD et al. 2001), mit einer möglichen späteren intrusiven Phase bis um 9,6 Millionen Jahre v. h. (HARRE et al. 1975) gegeben, dessen Eruptivgesteine und deren Verwitterungsprodukte im oberen Kinziggebiet bzw. Nordspessart verbreitet sind. Die Basaltlaven wurden im Bereich S und E Schlüchtern (vgl. EHRENBERG et al. 1971) und E Bad Soden-Salmünster bis in Gebiete südlich des heutigen Kinzigtales hinein als Decken über Gesteinen des Buntsandsteins und Muschelkalks und miozänen Sedimenten abgelagert (vgl. DIEDERICH & EHRENBERG 1998); die Eruptiva erfassten damals sogar den höchsten Bereich der Spessartschwelle (Alsberger Plateau, bis über 490 m ü. NN). Zur Entstehungszeit der Basaltdecken kann es daher weder einen Kinzigtalvorläufer, noch ein Hochgebiet südlich der Kinzig gegenüber dem Vogelsberg gegeben haben. Vielmehr ist die *postbasaltische* Reliefentwicklung in diesem Gebiet – wie im Vorspessart – durch die Ausbildung einer Vielzahl von ausgedehnten Verebnungsniveaus gekennzeichnet, die u.a. auch die postbasaltische Tektonik dieses Hebungsbereichs widerspiegeln. Nach dem Vogelsbergvulkanismus dauerte also zunächst die flächenhafte Abtragung weiter an und die talbildende Tiefenerosion setzte erst später ein.

Im Spessart und Kinziggebiet lassen sich oberhalb der höchsten überlieferten pliozänen Sedimentvorkommen Reste mehrerer Verebnungsniveaus unterscheiden. Flächenniveaus oberhalb rund 300 m ü. NN lassen sich großflächig kartieren und teils auch über die Wasserscheiden zwischen den einzelnen Tälern (Kahl, Aschaff und Kinzig) hinweg verfolgen. Sie weisen klar die Eigenschaften ausgehnter Abtragungsflächen auf, d. h. sie greifen über alle Gesteinsunterschiede ohne Gefällsbrüche hinweg. Daraus folgt, dass zu dieser Zeit eine flächenhafte Abtragung vorherrschte und noch keine talbildende Tiefenerosion stattfand. Die erhaltenen Reste der tieferen Verebnungen sind dagegen meist schmaler als 100 m und deuten die beginnende, etappenweise Bildung zunächst flacher Täler an.

Alle diese Terrassen im Vorspessart sind als Felsterrassen ausgebildet. Schottervorkommen konnten nicht festgestellt werden (vgl. auch JUNG 2008: 149). Eine zeitliche Einstufung dieser Oberflächenformen ist daher nicht sicher möglich. Im höheren Kinzigtal sind zwar präbasaltische Sedimentvorkommen nachgewiesen (EHRENBERG & HICKETHIER 1971, *ib.*), eine sichere Einstufung der postbasaltischen Terrassen ist aber auch dort nicht möglich. JUNG (2008: 146 ff., Abb. 8) nimmt für die höchsten Ebenheiten im Vorspessart oberhalb 320 m ü. NN ein untermiozänes Alter an. Die nachfolgende „restriktive Flächenbildung“ setzte sich JUNG (2008: 148, Abb. 8) zufolge bis in das Obermiozän fort. Flächenniveaus in Höhen von 320–340 m ü. NN bzw. 270–300 m ü. NN wurden andererseits von SCHWENZER (1967: 21 f., 26) in das Pliozän datiert. Dagegen begann nach JUNG (2008: 149) spätestens im Pliozän die Auflösung der Flächen und die Bildung von „Übergangsterrassen“ der Kahl in Höhen zwischen 300 und 200 m ü. NN.

Ob es sich bei dem anschließenden Einschneidungsvorgang, der eigentlichen Talbildung, nur um einen einzigen, ununterbrochenen Prozess gehandelt hat, wie VÖLKER (1928) vermutete, oder ob die Tiefenerosion in einzelnen Phasen abgelaufen ist, konnte nicht mit Sicherheit geklärt werden. Für Unterbrechungen der Tiefenerosion fanden wir im Untersuchungsgebiet allerdings keinerlei Hinweise. Geht man davon aus, dass diese Tiefenerosion im Vergleich zur vorherigen flächenhaften Tieferlegung sehr schnell verlief, könnte sie ab dem späten Miozän oder am Beginn des Pliozäns stattgefunden haben.

6.2 Datierung der Pliozänvorkommen

Pliozäne Alter sind für viele der Sedimentvorkommen paläobotanisch nachgewiesen (Tab. 3). Die zeitliche Stellung innerhalb des Pliozäns lässt sich mit Hilfe dieser Befunde näher eingrenzen.

Die Pollenspektren der Bohrung Wilmundsheim 3 aus dem Bereich SW von Alzenau zwischen 30 und 56 m Tiefe, bzw. 86 und 60 m ü. NN, weisen die für pliozäne Ablagerungen typischen Vertreter *Sequoia*, *Nyssa*, *Carya*, *Pterocarya*, *Sciadopitys*, *Taxodiaceen* und *Tsuga* aus (KILPPER in OKRUSCH et al. 1967b: 165 f., Abb. 39). Auch aus Bohrungen an der Staustufe Groß-Krotzenburg und SW von Mainflingen (SCHEER 1974: 30 f.) sind mit höheren Anteilen als in pleistozänen Ablagerungen *Sequoia* (bis 6 %, Mammutbaum), *Nyssa* (13–22 %, Tupelobaum), 1 % *Sciadopitys* (Schirmtanne) als pliozäne Pollenformen nachgewiesen.

In einer Bohrung am Sportplatz Langendiebach (vgl. Tab. 3) datieren nach palynologischen Befunden (MÜRRIGER & PFLANZL 1955: 75) die tieferen Lagen der sandigen Tone in 21,6–21,9 m Tiefe bzw. in ca. 88–89 m ü. NN wahrscheinlich bereits in das Alt- bis Mittelplioziän.

Nach MÜRRIGER & PFLANZL (1955: 75) kommen in einer Braunkohlenlage in der Ziegelei Alban & Co., Bruchköbel, die bei ca. 120–125 m ü. NN liegt, nur pliozäne und pleistozäne Pollenformen (*Sequoia*, *Nyssa*, *Ilex*, *Pinus haploxylon*-Typen, *Taxodium*, *Sciadopitys*, *Juglans*, *Fagus*, *Castanea*) vor.

Eine ähnliche Zusammensetzung weist das Pollenspektrum einer dunkelgrauen Tonlage aus dem heutigen Ruhlsee S Langenselbold auf, die damit ebenfalls ins Plioziän datiert werden kann; neben Pollenformen, die im Pleistozän verbreitet sind, kommen Anteile an *Sequoia* (2,7 %, Mammutbaum), 13 % *Nyssa* (Tupelobaum), $\geq 3,3$ % *Pinus haploxylon*-Typ, 1 % *Taxodium* (Sumpfyzypresse), 3,3 % *Sciadopitys* (Schirmtanne), 6 % *Fagus* (Buche), 3 % *Castanea* (Kastanie), 2,3 % *Carya* (Hickorynuss), 1,7 % *Ostrya* (Hopfenbuche) und 1 % *Liquidambar* (Amberbaum) vor (SEIDENSCHWANN & AUER 1981: 73, Tab. 3).

Der Pollenbestand einer aus humosen sandigen Tonen entnommenen Probe aus einer in das Rotliegend eingeschnittenen Rinne im benachbarten Aufschluss des Kinzigsees bei Langenselbold (Höhe ca. 110 m ü. NN) zeichnet sich, trotz etwa gleicher Höhenlage, durch eine deutlich abweichende Zusammensetzung aus. Neben 3,7 % *Betula* (Birke), 69,7 % *Pinus* (Kiefer), 43 % *Ulmus* (Ulme), 5 % *Alnus* (Erle), 10 % *Fagus* (Buche), 2,7 % *Picea* (Fichte), zuzüglich 0,3 % *omoricoides*-Typ, und 0,3 % *Abies* (Tanne) sind nur 0,7 % Anteile an *Pterocarya* (Flügelnuss), 0,3 % *Tsuga* (Hemlocktanne), 1 % *Nyssa* (Tupelobaum) und 1,7 % *Carya* (Hickorynuss) vertreten (SEIDENSCHWANN & AUER 1981: 66, Abb. 4, 68). Das Pollenspektrum, insbesondere der hohe Anteil an *Fagus* (Buchen)-Pollen in der Rinnenfüllung im Kinzigsee bei Langenselbold, gab früher Anlass zu einer Einstufung in eine der unterpleistozänen Tegelen-Warmzeiten (BORGER in SEIDENSCHWANN & AUER 1981:

68). Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. HOTTENROTT, Wiesbaden, handelt es sich nach neueren Erkenntnissen um eine eindeutig pliozäne Pollenvergesellschaftung (vgl. SEIDENSCHWANN et al. 1995: 81). Mit HOTTENROTT & STENGEL-RUTKOWSKI (1990: 160 f.) legt der hohe Anteil an Buchenpollen vielmehr eine Einstufung in das tiefere Pliozän (Susterium) nahe. Damit korrespondiert auch der Fund eines Buchenholzes im Ruhlsee ebenso der Makrorest einer Zedernart, die posttertiär in Deutschland nicht mehr vorkommt (GOTTWALD in SEIDENSCHWANN & AUER 1981: 72 f.).

Dass hohe Anteile an Buchenpollen charakteristisch für das tiefere Pliozän sind, zeigt ein Vergleich mit Pollenspektren aus der Niederrheinischen Bucht. Nach BOENIGK (1990: 127) erbrachte die palynologische Untersuchung des Profils Weilerswist in der Nähe von Köln durch v. D. BRELIE ein ausgeprägtes *Fagus*-Maximum und eine deutlich höhere Beteiligung der pliozänen Leitformen *Sciadopitys* und *Taxodium*, woraus auf ein höheres Alter als Reuver (höheres Pliozän) geschlossen wurde. Im Braunkohlen-Tagebau Fortuna-Garsdorf kommen ähnlich hohe *Fagus*-Werte unterhalb von Schichten vor, die dem Susterium zugeordnet werden.

Die ins tiefere Pliozän datierten Sedimente im Kinzigsee bei Langenselbold liegen an oder nahe der Basis des Vorkommens. Aus dieser Beobachtung folgt, dass die Wende von der Tiefenerosion zur beginnenden Sedimentation in den Paläotälern offensichtlich im Susterium (tieferes Pliozän) stattfand.

Ein weiterer Datierungsaspekt eröffnet sich über das Vorkommen roter Paläoböden sowohl im Kinziggebiet (vgl. Kap. 4.3, Bild 6), als auch im oberen Kahlthal (vgl. Kap. 4.4). Das Vorhandensein dieser für subtropisch-feuchte bzw. noch als für randtropische Klimaverhältnisse typische Verwitterungsbildungen angesehene Böden nicht nur auf miozänen sondern auch auf pliozänen Sedimenten zeigt, dass noch nach Beendigung der pliozänen Talverschüttung Klimaverhältnisse geherrscht haben müssen, die eine solch intensive Bodenbildung ermöglicht haben (vgl. z. B. SABEL 2012, dieser Band). Da solche Klimabedingungen im Quartär nicht mehr gegeben waren, muss die Bodenbildung auf den pliozänen Sedimenten noch während des Pliozäns stattgefunden haben.

7 Diskussion der Ergebnisse und Zusammenfassung

Die pliozänen Sedimente zeigen in ihrer räumlichen Verbreitung eine deutlich erkennbare Zugehörigkeit zu alten Rinnen bzw. Flusstälern. Dies gilt sowohl für

Aufschluss	Methode	Quelle
Steilrand zwischen der ehemaligen Hölzzielhütte und dem Holzbrücken- (alten Weiskircher-) Weg, ca. 3493050/5550800	Größreste	LUDWIG in ENGELHARDT & KINKELIN (1908)
Braunkohle bei Kahl am Main	Größreste	KIRCHHEIMER (1934)
Braunkohlenlage ehem. Ziegelei Alban bei Bruchköbel, Main-Kinzig-Kreis	Pollen/ Sporen	MÜRRIGER & PFLANZL (1955: 75)
Bohrung Sportplatz Langendiebach, 3498450/5558310, Kohlenlage	Pollen/ Sporen	MÜRRIGER & PFLANZL (1955: 75)
Mehrere Bohrprofile bei Alzenau	Pollen/ Sporen	REIN (1956)
Braunkohle-Erk. BBl, Wi 3, westlich Alzenau 3503300/5548970	Pollen/ Sporen	KILPPER in OKRUSCH et al. (1967b: 166), nach KRUTZSCH (1988) Piacenzium
Kiesgrube Fr. Bauer südlich Neu-Isenburg ca. 3477500/5544550	Pollen/ Sporen	SCHEER (1974), Analyse: I. BORGER
Bohrung 5919/904 3497440/5549130	Pollen/ Sporen	SCHEER (1974), Analyse: I. BORGER
Kinzigsee SSW Langenselbold ca. 3502300/5558700	Pollen/ Sporen	SEIDENSCHWANN & AUER (1981) Analyse I. BORGER
Ruhlsee SSW Langenselbold ca. 3502920/5558790	Pollen/ Sporen Größreste	SEIDENSCHWANN & AUER (1981) Analyse I. BORGER, H. GOTTWALD
Bong'sche Tongrube Mainflingen, NW-Grube, NW-Wand, ca. 3501820/5540800	Größreste	GREGOR et al. (1989a)
Aufschluss beim Bau der Straßenunterführung unter der Bahnlinie Offenbach-Hanau bei Mühlheim, ca. 3487700/5553580	Größreste	GREGOR et al. (1989b), GREGOR (1995)
Bohrung 5819/710 bei Hanau-Wolfgang, 3498859/5553472	Pollen/ Sporen	Bohrarchiv HLUG, Analyse: GROSSE-BRANDMANN

Tab. 3: Paläobotanisch nachgewiesene Pflanzenvorkommen.

das Senkungsgebiet der Hanau-Seligenstädter Senke, als auch für die umgebenden Hebungsgebiete Ronneburger Hügelland, Spessart und Odenwald. Die pliozänen Sedimente am östlichen Rand des Oberrheingrabens bei Frankfurt sind nach PRINZ-GRIMM & GRIMM (2002: 77) und KÜMMERLE (2009: 45) ebenfalls in tektonisch vorgezeichneten Rinnen abgelagert worden. Für die nördliche Wetterau vermutet BIBUS (1976: 20) ebenfalls eine Anlehnung der Braunkohlenvorkommen an ehemalige Flussläufe. Ein wahrscheinliches Äquivalent der grobklastischen Pliozänfolge in unserem Untersuchungsgebiet stellen dort vermutlich die pliozänen „Nauheimer Kantkiese“ dar, die faziell teilweise sehr starke Ähnlichkeiten aufweisen (BIBUS & KÜMMERLE 1971: 64, 71, 73 f.); sie sollen nach PRINZ-GRIMM (2007: 277) aufgrund des Pollenspektrums toniger Schichten in den Kiesen oberpliozänes Alter besitzen. Parallelen zeigen sich auch in geomorphologischer Hinsicht, denn die Kantkiese lassen sich auf die jüngste tertiäre Fläche des Usinger Beckens im östlichen Taunus verfolgen; Übereinstimmungen gibt es ebenso in den hydrographischen Verhältnissen (BIBUS & KÜMMERLE 1971: 66, 74).

Das Tal des Paläomains erreichte bis zu 8 km Breite. Die Breite des Paläotals und die Grobsedimentführung weisen auf eine im Vergleich zum heutigen Main deutlich höhere Wasserführung des pliozänen Mains hin. Dabei hatte der Main im Pliozän noch keinen Anschluss an den Obermain (KÖRBER 1959: 413), da dieser damals noch nach Süden zur Donau entwässerte (vgl. z. B. SEMMEL 1972: 76 mit weiterer Literatur).

Die Pliozänbasis liegt in der Hanau-Seligenstädter Senke in den Haupttrinnenachsen nach Bohrungen bei etwa 40–60 m ü. NN. Aufgrund der quartären Erosion sind heute nur noch die basalen Teile der Rinnen unterhalb von rund 100 m ü. NN erhalten. Bezogen auf die höchsten erhaltenen und seither wahrscheinlich nicht nennenswert tektonisch gehobenen Miozänvorkommen in der Hanau-Seligenstädter Senke bei ca. 115 m ü. NN (Schnitt E–F in Abb. 3) ergeben sich ursprüngliche Rinnentiefen von mindestens 75 m (vgl. LANG 2007). In den Mittelgebirgen schnitten sich die Täler um mindestens 100 m in das miozäne Flachrelief ein (so im Kinziggebiet bei Gelnhausen, s. o.). Pliozäne Ablagerungen sind in der Hanau-Seligenstädter Senke heute mit Mächtigkeiten bis zu 50 m erhalten. Sie wurden während des Pleistozäns zusammen mit den Rücken aus miozänen Gesteinen zwischen den Rinnen bis auf ein Niveau von ca. 100 m ü. NN nachträglich wieder erodiert. Erheblich höhere Pliozänmächtigkeiten von mindestens 90–100 m sind im Kinziggebiet nachgewiesen. Auch in den übrigen Nebentälern gibt es Hinweise auf ursprünglich höhere Sedimentationsbeträge, obwohl dort

verglichen mit dem Kinziggebiet geringere Sedimentmächtigkeiten erhalten sind. Daraus folgt, dass die pliozänen Sedimente auch in der Hanau-Seligenstädter Senke ursprünglich erheblich höhere Mächtigkeit erreicht haben müssen, von welcher nur ein basaler Abschnitt überliefert ist. Der jüngere Abschnitt ist nur reliktsch in den Tälern der Mittelgebirge erhalten.

Das Netz von tiefreichenden Rinnen und Paläotälern, das später mit pliozänen Sedimenten verfüllt wurde, überspannt sowohl die Hanau-Seligenstädter Senke, als auch die östlich angrenzenden Mittelgebirge. Beide geologische Prozesse sind synchron in allen untersuchten Teilbereichen abgelaufen. Daher müssen die Ursachen dafür in einem überregionalen Kontext zu suchen sein. Eine Erklärung lediglich im Zusammenhang mit den Relativbewegungen zwischen diesen Senkungs- und Hebungsgebieten scheidet mit Sicherheit aus. Stattdessen muss für die bedeutende Erosionsphase eine Absenkung der Erosionsbasis des Mains weiter flussabwärts außerhalb des Untersuchungsgebiets verantwortlich sein, die sehr viel schneller verlief als die Relativbewegungen zwischen den Hebungs- und Senkungsgebieten in unserer Region. Das könnte durch Hebungs- und Senkungsbewegungen des gesamten südhessisch-unterfränkischen Raums bedingt sein, etwa im Zusammenhang mit der Kippung der süddeutschen Großscholle nach Südosten, oder durch Hebungs- und Senkungsbewegungen von Gebieten im Unterlauf des Mains und Rheins außerhalb der Hanau-Seligenstädter Senke. Eine rein klimatische Ursache kann bei diesem Ausmaß der Tiefenerosion und Wiederauffüllung ausgeschlossen werden. Durch rückschreitende Erosion schnitten sich der damalige Main und seine Nebenflüsse ein und die Täler wurden durch einen Rückstau wieder aufgefüllt.

Die Auswertung der vorhandenen Daten und Befunde erlaubt eine Rekonstruktion der pliozänen Entwicklungsgeschichte der Hanau-Seligenstädter Senke und der östlich angrenzenden Mittelgebirge. Der Beginn des Pliozäns ist gekennzeichnet durch eine enorme Eintiefung des Mains und seiner Nebenflüsse in das miozäne Flachrelief. Diese Tiefenerosion reicht im Gründautal und im Kahlthal im Vorspessart bis fast zum heutigen Talboden, im Kinziggebiet lokal sogar weit unter das später während des Pleistozäns erreichte Niveau. Im Kinzigtal bei Wächtersbach beträgt die Differenz zum miozänen Ausgangsniveau mindestens 100 m. Selbst im Senkungsgebiet Hanau-Seligenstädter Senke weist diese Einschneidungsperiode Beträge von mindestens 75 m auf. Bereits ab dem frühen Pliozän kam es zur Wiederauffüllung des Untermaintales und seiner Nebentäler mit Flussablagerungen. Im Zuge dieses Akkumulationsvorgangs wurden

mehrere Zehnermeter mächtige Sedimente abgelagert; im Kinzigtal und wahrscheinlich auch in der Hanau-Seligenstädter Senke wiesen die Ablagerungen sogar ursprünglich Mächtigkeiten bis über 100 m auf. Während der pliozänen Aufschüttungsphase hinterließen der Main und seine Nebenflüsse in den Tälern der Mittelgebirge vorwiegend sandig-kiesige, teils blockführende Flussbettablagerungen, ebenso an der Basis der meisten anderen Vorkommen. Auenlehme und Seeablagerungen mit Kohlen wurden danach insbesondere in den Tälern in der Hanau-Seligenstädter Senke häufiger gebildet. In kleineren Tälern in der östlichen Hanau-Seligenstädter Senke entwickelten sich Seenlandschaften und Moore. An steilen Talflanken kam es lokal zu Murabgängen.

Die Ursache für diese Erosions- und Aufschüttungsvorgänge liegt wahrscheinlich in Kippbewegungen der Süddeutschen Großscholle.

Die quartären Wiederausräumungsphasen erreichten in den meisten Tälern des Untersuchungsgebiets nicht das Ausmaß und die Tiefe der pliozänen Erosion. Aus diesem Grund kann die pliozäne Erosion als *der eigentliche Talbildungsvorgang* in diesem Gebiet bezeichnet werden.

8 Literatur

- BARTZ (1937): Die pliocän-diluviale Entwicklung des Mainlaufs. – Zschr. Dt. Geol. Ges., **89**: 328–342; Berlin.
- BIBUS, E. (1976): Die Geomorphologie der Wetterau im Pliozän und Pleistozän. – Die Wetterau und ihre Randgebiete. – Rhein-Main. Forsch. H. 82: 17–42; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. & KÜMMERLE, E. (1971): Alter und Ausbildung der „Nauheimer Kantkiese“ und „Södeler Rundschotter“ der Wetterau. – Jb. Nass. Ver. Naturk., 101: 62–74; Wiesbaden.
- BOENIGK, W. (1990): Exkursion A 11. Kiesgrube Weilerswist. – SCHIRMER, W.: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. Deuqua-Führer, **1**: 125–130; Hannover.
- BOGAARD, P. J. F., WÖRNER, G. & HENJES-KUNST, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core „Forschungsbohrung Vogelsberg 1996“. In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. [Hrsg.]: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, 107: 69–99, Wiesbaden (HLUG).

- BÜCKING, H. (1891a): Erläuterungen z. geolog. Specialkarte v. Preussen u. d. thür. Staaten, XLIX. Lief. Gradabt. 68 No. 54, Bl. Bieber; Berlin.
- BÜCKING, H. (1891b): Erläuterungen z. geolog. Specialkarte v. Preussen u. d. thür. Staaten, XLIX. Lief. Gradabt. 68 No. 54, Bl. Langensfeld; Berlin.
- BÜCKING, H. (1892): Der nordwestliche Spessart. Abh. königl. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 12; Berlin.
- DIEDERICH, G. & EHRENBERG, K.-H. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000. Blatt Nr. 5721 Gelnhausen, 2 Aufl., 256 S.; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. & EHRENBERG, K.-H. (1998): Geologische Karte v. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5722 Salmünster, 2. Aufl., Wiesbaden.
- DIEHL, H. (1939): Über die Stubbenhorizonte der Grube Freigericht bei Kahl am Main. – Braunkohle, **38** (9): 132–136.
- DIETZ, K. (1981): Zur Reliefentwicklung im Main-Tauber-Bereich. – Rhein-Main. Forsch., **93**, 241 S.; Frankfurt a. M.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000. Blatt Nr. 5623 Schlüchtern, 2 Aufl., 298 S.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1982): Erläuterungen zur Geologischen von Hessen 1 : 25 000. Blatt Nr. 5622 Steinau a. d. Str., 2 Aufl., 199 S.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1971): Geologische Karte v. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5623 Schlüchtern: Wiesbaden.
- ENGELHARDT, H. & KINKELIN, F. (1908): I. Oberpliozäne Flora und Fauna des Untermaintales, insbesondere des Frankfurter Klärbeckens. II. Unterdiluviale Flora von Hainstadt a. M. – Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **29**, 3: 151–306; Frankfurt a. M.
- GEYER, G. (2002): Geologie von Unterfranken und angrenzenden Regionen. – 547 S., 234 Abb., 5 Tab.; Gotha.
- GREGOR, H.-J. (1995): Die pliozäne Flora von Mühlheim bei Offenbach am Main. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., 146.–147.: 87–167; Hanau.
- GREGOR, H.-J., GÜRS, K., MELLER, B. & SCHWARZ, R. (1989a): Eine oberpliozäne Karpoflora von Mainflingen bei Seligenstadt. – Doc. Nat., **49**: 24–30; München.
- GREGOR, H.-J., KNÖRZER, V. & SEIDENSCHWANN, G. (1989b): Eine neue Frucht- und Samenflora aus dem Pliozän von Mühlheim bei Frankfurt a. M. – Documenta naturae, **49**: 31–35; München.

- GRIMM, M. C. (2004): Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken). – Geol. Jb. Hessen 132: 79–112; Wiesbaden.
- GRIMM, K. I., GRIMM, M. C. & SUBKOMMISSION TERTIÄR (2002): Tertiär. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland. Potsdam (GFZ).
- HARRE, W., KREUZER, H., MÜLLER, P., PUCHER, R. & SCHRICKE, W. (1975): Datierungen nach der K-Ar-Methode und Paläomagnetik. – In: SCHRICKE, W., Erl. Geol. Kte. Hessen 1: 25 000, Bl. 5319 Londorf, 67–73, Wiesbaden.
- HÄUSER, F. (1933): Die Geologie der südöstlichen Wetterau. – Diss.; Gießen.
- HÄUSER, F. (1954): Die Hanau-Seligenstädter Senke und ihre Randgebiete. Topographie, Geologie und Tektonik. – Beih. zu „Hanau Stadt u. Land“; Hanau.
- HOTTNEROTT, M & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1990): Pliozän in einer Brunnenbohrung im Lahntal N Limburg-Eschhofen – ein Beitrag zur Pliozänstratigraphie in Hessen und zur jüngsten Vertikaltektonik im Limburger Becken. – Geol. Jb. Hessen, 118: 155–166; Wiesbaden.
- HUMMEL, K. (1940): Landoberflächen und Täler des Vogelsberges in der Pliozänzeit. – Geol. Rdsch. 31, 1/2; Stuttgart.
- HUMMEL, K. (1944): Die Entwicklung der Täler des Vogelsberges im Jungtertiär. – Natur u. Volk, 74: 84–92; Frankfurt a. M.
- JUNG, J. (2008): Der Hahnenkamm am westlichen Spessarttrand – Schlüssel zur Reliefentwicklung dieser Mittelgebirgsregion. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., 158., 2. Bd.: 131–156; Hanau.
- KINKELIN, F. (1889): Der Pliozänsee des Rhein- und Maintals und die ehemaligen Mainläufe. – Ber. senckenberg. naturf. Ges. 20: 39–161; Frankfurt a. M.
- KINKELIN, F. (1892): Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintales, der Wetterau und des Südhangs des Taunus. – Abh. Geol. Spezialkte. v. Preußen, 9, H 4: 1–302; Berlin.
- KIRCHHEIMER, F. (1934): Pflanzenreste aus der Braunkohle von Kahl a. M. – Cbl. Mineral. usw., Abt. B., 1: 34–38; Stuttgart.
- KLEMM, G. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen im Maßstabe 1 : 25 000: Blatt Babenhausen. 29 S., Darmstadt.
- KÖRBER, H. (1959): Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87: 408–414; Wiesbaden.

- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals. – Würzburger geogr. Arb., 10, 170 S., Würzburg.
- KRUTZSCH, W. (1988): Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze in diesem Gebiet. – Quartärpaläont. 7: 7–51, Berlin.
- KÜMMERLE, E. (2009): Tertiär. Erläuterungen zur geologischen Karte vom Hessen 1 : 25 000, Bl. 5817 Frankfurt a. M. West: 28–46; Wiesbaden.
- LANG, S. (2007): Die geologische Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke (Hessen, Bayern). – Elektronische Publikationen Darmstadt (EPDA), 782, 97 S., 51 Abb., 5 Tab., Anhang. Dissertation TU Darmstadt, Fachbereich 11 Material- und Geowissenschaften.
URL: <http://elib.tu-darmstadt.de/diss/000782/>
- MAI, D. H. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas: Methoden und Ergebnisse. 691 S., Jena (Fischer).
- MATTHES, S. & OKRUSCH, M. (1965): Spessart. – Sammlung geologischer Führer, Bd 44, 220 S.; Berlin.
- MÜRRIGER, F. & PRINZ, G. (1955): Pollenanalytische Datierung einiger hessischer Braunkohlen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83: 71–89; Wiesbaden.
- NAGEL, G. (1965): Beiträge zur Morphologie des Ronneburger Hügellandes. – Rhein-Main. Forsch., H. 57; Frankfurt a. M.
- OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W. (1967a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000. Bl. 5920 Alzenau i. Ufr.; München.
- OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W. (1967b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000. Bl. 5920 Alzenau i. Ufr., 336 S.; München.
- PRINZ-GRIMM, P. (2007): Das Neogen in der nordöstlichen Umrandung des Taunus (Exkursion I am 13. April 2007). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. 89: 273–284; Stuttgart.
- PRINZ-GRIMM, P. & GRIMM, I. (2002): Wetterau und Mainebene. Sammlg. Geol. Führer, 93: 169 S.; Stuttgart.
- REIN, U. (1956): Ergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen an Braunkohlenlagerstätten in Bayern. – Z. dtsh. geol. Ges., 108: 250–251; Hannover.
- REINACH, A. v. (1899): Erläuterungen z. geol. Spezialkarte v. Preussen u. thür. Staaten, Lief. 77, Gradabt. 68, No. 47, Blatt Hüttengesäss; Berlin.

- RENFTEL, L.-O. (1995): Verbreitung und Ausbildung pliozäner Ablagerungen in der Umgebung von Hanau. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., **146.–147.:** 55–70; Hanau.
- RENFTEL, L.-O. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5819 Hanau, 278 S.; Wiesbaden.
- RUTTE, E. (1957): Einführung in die Geologie von Unterfranken. 168 S.; Würzburg. (cit. In GEYER 2002).
- SABEL, K.-J. (2012): Böden des Tertiärs. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde. (dieser Band)
- SCHEER, H.-D. (1974): Pleistozäne Entwicklung der östlichen Untermainebene. Dissertation. 173 S. ; Frankfurt a. M.
- SCHEER, H.-D. (1976): Die pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Untermainebene. – Geol. Jb. Hessen **104:** 61–86; Wiesbaden.
- SCHWENZER, B. (1967): Beiträge zur Morphologie des nordwestlichen Vorspessarts. – Rhein-Main. Forsch., **60;** Frankfurt a. M.
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes. – Rhein-Main. Forsch., **91;** 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 Kinziggebiet, ihre Gliederung und geomorphologisch-stratigraphische Stellung innerhalb der Terrassenfolgen von Kahl und Kinzig. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., **140.–141.:** 71–96; Hanau.
- SEIDENSCHWANN, G. (1994): Geologie und Geomorphologie des Main-Kinzig-Kreises. – Der Naturraum und seine Entwicklung. – Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland. Bd. 27. Hanau und der Main-Kinzig-Kreis: 13–25; Theiss; Stuttgart.
- SEIDENSCHWANN, G. (2009): Der Untergrund der Autobahnabfahrt Langenselbold West. Kurze Mitteilung über eine erd- und landschaftsgeschichtliche Fundgrube. – Wetterauer Notizen, H. **9,** Juli 2009, 5–10; Hanau.
- SEIDENSCHWANN, G. (2009a): Quartär. – KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G.: Erläuter. z. geol. Kte. v. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5817 Frankfurt a. M. West, 3. Aufl.: 46–79; Wiesbaden.

- SEIDENSCHWANN, G. & AUER, F. (1981): Der Untergrund der Talau zwischen Langenselbold und Rodenbach/Erlensee. – Ein Beitrag zur Flußgeschichte der Kinzig. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., **131**–**132**: 61–90; Hanau.
- SEIDENSCHWANN, G., GRIES, H. & THIEMEYER, H. (1995): Die fluvialen Sedimente in den Baugruben des Wohnparks Mühlheim zwischen Ebertstraße und Offenbacher Straße in Mühlheim/Main. Neue Befunde zur pliozänen und mittelpleistozänen Flußgeschichte von Main und Kinzig. – Jahresber. wetterau. Ges. ges. Naturkde.; **146**–**147**: 71–85; Hanau.
- SEMMELE, A. (1969): Quartär. – KÜMMERLE, E. & SEMMELE, A.: Erläuter. z. geol. Kte. v. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim a. M., 3. Aufl.: 51–99; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Mainische Forsch., **78**: 9–56; Frankfurt a. M.
- SEMMELE, A. (1972): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1984): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland, 4. Aufl.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1999): Die pleistozänen Terrassen des Mains in der Isenburger Pforte. – Frankf. geowiss. Arb., D **25**: 237–255; Frankfurt a. M.
- STREIT, R. (1967): Das Pliozän in der Tongrube Mainflingen. – Veröff. Gesch.- u. Kunstver. Aschaffenburg, **10**: 175–181; Aschaffenburg.
- STREIT, R. & WEINELT, W. (1971): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000: Erläuterungen zum Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg. 398 S., München.
- TOLL, W. (1966): Die Geologie der südöstlichen Wetterau zwischen Langenselbold, Büdingen und Roth, mit bes. Berücksichtigung der permischen Schichten. – unveröff. Dipl.-Arb.; Köln.
- VÖLKER, K. (1928): Beiträge zur Morphologie der Kinziglandschaft. – Frankf. Geogr. Hefte, **2**: 7–51; Frankfurt a. M.
- WEINELT, W. (1965): Känozoikum. a. Tertiär. – OKRUSCH, M. & WEINELT, W.: Erläuterungen z. Geologischen Karte v. Bayern 1 : 25 000. Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen: 180–186; München.
- WEINELT, W. (1967): Ein neuer Fundpunkt von pleistozänem pflanzenführendem Ton im unteren Aschafftal, nördlich von Hösbach im Spessart. – Veröff. Gesch. u. Kunstver. Aschaffenburg, **10**: 209–215, Aschaffenburg.
- WOLFF, H. (1934): Mikrofossilien des pliocänen Humodils der Grube Freigericht bei Dettingen a. M. und Vergleich mit älteren Schichten des Tertiärs sowie posttertiären Ablagerungen. – Arb. Inst. Paläobot. u. Petrogr. Brennsteine **5**: 55–86, Berlin.

Anschriften der Verfasser

Dr. Stefan Lang

Hartzlohplatz 1

22307 Hamburg

stefanlang1@gmx.de

Dr. Günter Seidenschwann

Brehmstr. 6

63526 Erlensee

g.seidenschwann@t-online.de

U-Pb-Alter an Zirkonen aus der Nauheim-Kantkies-Formation (Pliozän) – Hinweise zur Abtragungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges

VON ANJA WEYGAND

mit 9 Abbildungen

Kurzfassung

Sedimentologische Untersuchungen an der neogenen Nauheim-Kantkies-Formation bei Nieder-Mörlen bestätigen nicht nur deren Genese in einer Delta-Schüttung, sondern geben Aufschluss über den Abtragungszustand des Taunus als Liefergebiet. Tonmineralogische Analysen lassen ausschließlich ererbte tropische oder subtropische Verwitterungsbedingungen des Ausgangsgesteins erkennen, wie es beim unterstellten pliozänen Alter des Kantkieses zu erwarten war. Schwermineralogische Untersuchungen liefern ein typisches einheitliches Spektrum von Ausgangsgesteinen im Rheinischen Schiefergebirge (von der Vordertaunuseinheit bis zur Lahnmulde), Einflüsse aus anderen Regionen – wie der Odenwald-Spessart-Schwelle – sind nicht nachweisbar.

In der Schwermineralfraktion aller Proben aus unterschiedlichen Horizonten finden sich sowohl gerundete, detritische als auch idiomorphe Zirkone. In der Hoffnung, an den idiomorphen Zirkonen auch tertiäre Alter nachweisen zu können, um den Kantkies chronologisch zu erfassen, wurden Messungen am Laserablations-ICP-MS vorgenommen. Die Spektren bilden jedoch nur proterozoische und paläozoische Alter ab. Einerseits fehlen jegliche Signale aus einem ehemaligen Deckgebirge, d. h. aus Jungpaläozoikum, Mesozoikum und Alttertiär, andererseits sind Alter aus der Vordertaunuseinheit vertreten, was bedeutet, dass jene Gesteine über den gegenwärtigen Taunuskamm hinweg noch im Pliozän zur Abtragung bereit standen. Die Herkunft oberkarboner Zirkone (317 Ma) ist ungeklärt, weil

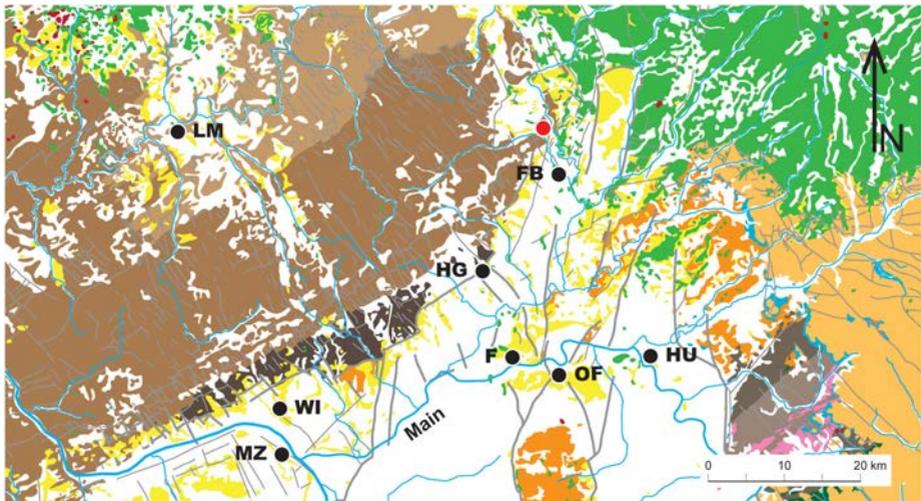


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte. Die geographische Lage der beprobten Kiesgrube in Nieder-Mörlen ist durch einen roten Punkt symbolisiert [verändert nach NEUHAUS (2012)].

entsprechender Magmatismus zwar an anderen Orten im Variszikum, jedoch nicht im Schiefergebirge nachweisbar ist.

1 Motivation

KÜMMERLE (1981) bezeichnet nach sedimentpetrographischen Gesichtspunkten das kiesige Auflager über der sandigen Rosbach-Rockenbergs-Formation (Oligozän-Miozän) bei Gambach-Griedel in der nördlichen Wetterau als „Nauheimer Kantkies“ und unterstellt damit jenen Kiesen ein pliozänes Alter.

NEUHAUS (2010) gelang jedoch der Nachweis des tatsächlichen Alters jener kantengerundeten, dem Nauheimer Kantkies sehr ähnlichen Sedimente mit einer Datierung an Zirkonen aus einem Tuffit. Der „Griedeler Kantkies“ hat folglich ein Alter von 26,2 Ma.

Diese Überraschung forderte nahezu zwingend die Überprüfung des echten Nauheimer Kantkieses (Nauheim-Kantkies-Formation, HOTTENROTT 2011) heraus (Abb. 1). Zur Überprüfung wurden sedimentologische Untersuchungen (Siebung, Tonmineralogie, Schwermineralanalyse) und schließlich radiometrische Datierungen an gerundeten, detritischen sowie insbesondere an idiomorphen Zirkonen vorgenommen (WEYGAND 2011).

2 Vorhandene Informationen und untersuchtes Material

Eine erste ausführliche Beschreibung des Nauheimer Kantkieses erfolgte durch SCHÖNHALS (1936), der neben seinen sedimentologischen Analysen das Altersproblem verdeutlicht, in dem er, anders als in späteren Untersuchungen, dem Nauheimer Kantkies ein „vorbasaltisches“, also wenigstens miozänes Alter zuweist. Mit der Beschreibung von Bohrungen in der Umgebung von Friedberg (BIBUS & KÜMMERLE 1971), in denen typische Kantkies-Sedimente von Basalt unterlagert werden, scheinen die Altersbeziehungen geklärt. Es handelt sich um die Bohrungen 20 (N Kläranlage Bad Nauheim), 103 und 104 (Dieffenbachschule Friedberg) sowie 128 (Pfungstweide Friedberg) in KÜMMERLE 1976. Gleichzeitig konnte festgestellt werden, dass die bis dahin als altersgleich geltenden „Södeler Rundsotter“ nur unterhalb der Basalte auftreten. Bei Nieder-Mörlen (Abb. 1) wird Kantkies allerdings nicht von Basalt, sondern von unterdevonischen Porphyroid-Schiefern unterlagert. Der Nauheimer Kantkies erreicht in jenen Kiesgruben Mächtigkeiten um 45 m. Fossilien wurden darin bisher nicht gefunden. Lediglich aus dem Unterlager in den besagten Bohrungen ist eine pliozäne Mikroflora (KÜMMERLE 1976) bekannt. Dazu könnte auch eine Makroflora von *Acer*, *Salix* und *Ulmus* gehören, wie sie von LUDWIG 1855 genannt wird. Überlagert werden die Schichten von Löss, Lösslehm und Terrassenschottern, deren Struktur kryoturpat verändert ist.

Im Abbaugbiet des Nauheimer Kantkieses W Nieder-Mörlen (R 348012, H 558301) wurden 13 Proben des Lockersediments entnommen, wobei die Proben NK0-NK9 aus einer geschlossenen Sedimentfolge (Abb. 2, die Proben NK10, NK11 und NK12 ca. 100 m südlich aus einem tieferen Niveau entnommen wurden. Es ist damit kein vollständiges Profil abgedeckt, aber die höheren, in Abbau befindlichen Schichten sind repräsentiert. Eine petrographische Geröllanalyse des Kantkieses im Vergleich zur Geröllverteilung in quartären Schottern findet sich in KÜMMERLE (1976, Abb. 16). Daraus wird deutlich, dass der hohe Quarzanteil bei fehlendem Tonschiefer und Sandstein das Ergebnis einer Selektion zuguns-

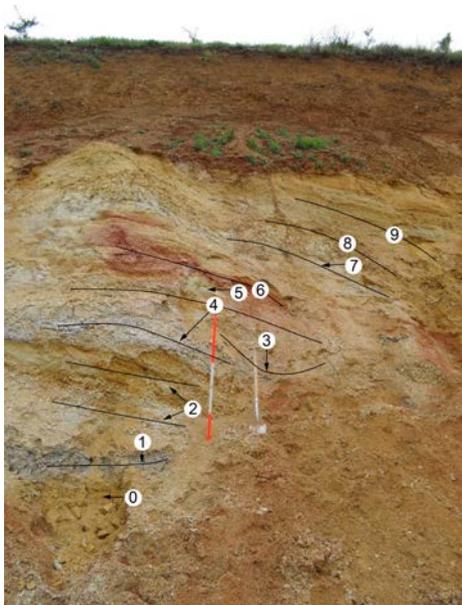


Abb. 2: Profil zur Sedimentfolge der entnommenen Proben (Maßstab: rote/weiße Markierung \cong 1 m).

ten resistenter Anteile (92,4 % Quarz, 5,8 % Quarzit, 1,8 % Kieselschiefer) gegen chemische Verwitterung ist.

3 Sedimentologische Untersuchungen

Siebanalysen

Die exemplarische Darstellung der Korngrößenverteilung an Probe NK0 in einer Summenhäufigkeitskurve (Abb. 3) lässt die schlechte Sortierung und die Fraktionierung bei feinem Sand und Schluff erkennen. Die Häufigkeitskurve zeigt eine typische polymodale Verteilung mit drei Maxima bei 6,2/24,0 – 3,4/21,0 und 11,2/7,0 sowie zwei Minima bei 4,6/13 und 9,6/3,0. Korngröße, Sortierung und Schiefe deuten auf ein fluviatiles Transport- und Ablagerungsmilieu hin. Zusammen mit der generell eckigen bis kantengerundeten Form der Körner werden die Kiese als proximale Schüttung gedeutet. Es fällt allerdings auf, dass große Gerölle fehlen bzw. erst in den obersten Lagen, die möglicherweise schon zum Quartär zu stellen sind, vereinzelt auftreten. In der „präbasaltischen“ Rosbach-Rockenbergs-Formation erreichen die Gerölle aus Taunusquarzit Durchmesser von über 50

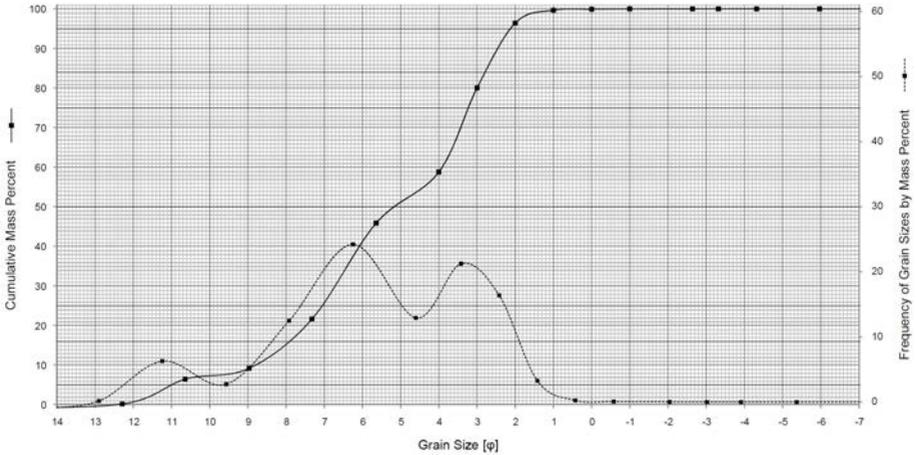


Abb. 3: Summenhäufigkeitskurve der Probe NK0.

cm (Sand- und Kiesgrube Hett, Oberrosbach), was für ein ausgeprägtes Relief im Oberoligozän spricht. Nach den Korngrößen zu urteilen, müsste das Relief im Pliozän eher ausgeglichen gewesen sein.

Leichtminerale

Die Mineralverteilung wurde über Röntgendiffraktometrie (XRD) ermittelt. Abb.4 zeigt das zusammenfassende Analysediagramm, auf dem neben einem erhöhten Smektit-Anteil in der Proben NK0, NK1 und NK2 eine relativ konstante Verteilung von Quarz, Illit und Kaolinit zu erkennen ist. Außerdem setzt sich Quarz häufig den Tonmineralen entgegen, d. h. er tritt in der Mineralverteilung dort auf, wo Tonminerale wie Illit und Kaolinit fehlen.

Schwerminerale

Die Schwermineralfraktion (Abb. 5) zeigt wie die Leichtmineralverteilung ebenfalls nur geringe Variationen, besonders im Schwermineralbestand größer 63 µm. In jeder Fraktion stellen Zirkone (gerundet und idiomorph) neben den opaken Mineralen rund ein Drittel des gesamten Schwermineralanteils. Auffällig ist das Fehlen von Staurolith, der sonst in tertiären Sedimenten der Wetterau seit der Freilegung des Odenwald-Spessart-Kristallins im Oligozän vorkommt. Alle nachgewiesenen Schwerminerale können auf Liefergebiete im Taunus (siehe Abb. 1) zurückgeführt werden.

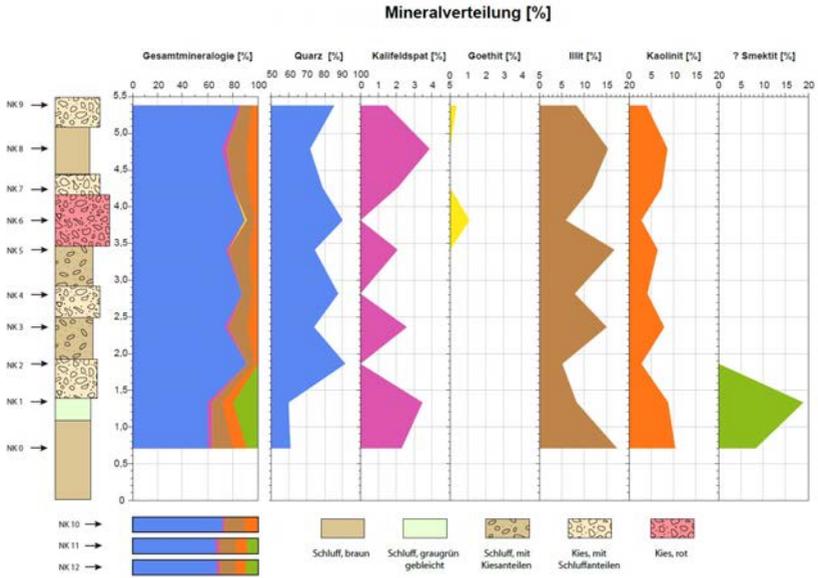


Abb. 4: Darstellung einer XRD-Gesamtanalyse.

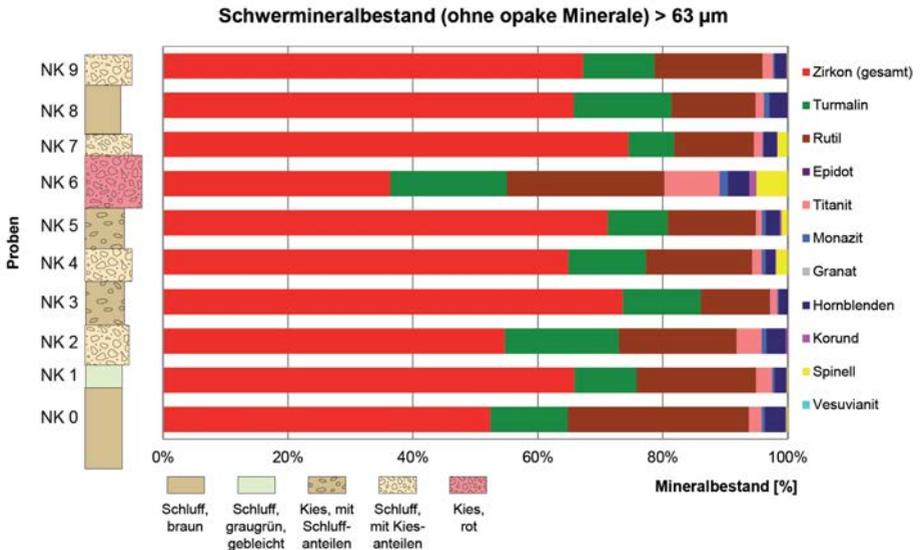


Abb. 5: Schwermineralverteilung.

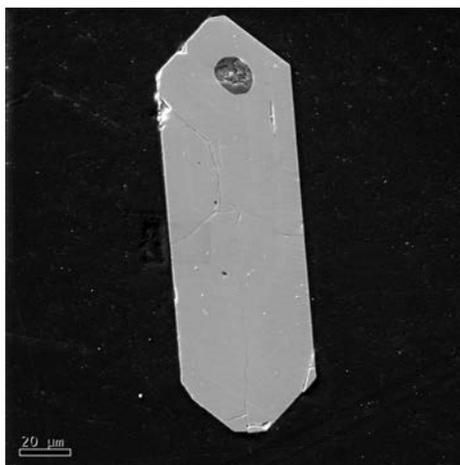


Abb. 6: Zirkonstruktur. REM-Aufnahme.

4 Ergebnisse der Zirkondatierungen und Diskussion

In der Hoffnung, an den idiomorphen Zirkonen (Abb. 6) den Kantkies chronologisch einordnen zu können, wurden Messungen am Laserablations-ICP-MS (Induktiv gekoppelten Plasma-Massenspektrometer) vorgenommen (Abb. 7).

Aus der Datierung (Abb. 8) gingen allerdings nur proterozoische und paläozoische Alter hervor. Hierbei stammen die älteren Zirkone (ca. 900–1800 Ma) überwiegend aus dem Mesoproterozoikum (ca. 1000–1600 Ma) und lassen sich grob in zwei Gruppen klassifizieren: Die höchsten Alter weisen dabei die Körner auf, die man aus dem Baltischen Schild kennt und die möglicherweise skandinavischer Herkunft sind sowie der russischen Plattform entstammen (ca. 1600–1800 Ma). Eine Überschneidung von jener ersten (ca. 1600–1800 Ma) zur zweiten Gruppe (ca. 1000–1800 Ma) bilden Zirkone, die der Grenvillischen Orogenese (1180–1120 Ma) zuzuordnen sind. Eine weitere Gruppe (Neoproterozoikum), die man ebenso zu den älteren Zirkonen (ca. 500–600 Ma) zählen kann, gehört der cadomischen Orogenese an. Die jüngeren Alter (Paläozoikum) fallen vor allem in den Bereich 390 Ma bis 420 Ma. Der jüngste Zirkon in den Proben zum Nauheimer Kantkies konnte auf 317 Ma datiert werden.

Als Hebungs- und Schüttungskörper beeinflusst das Rheinische Schiefergebirge unmittelbar die Anlieferung von Sedimenten in die Mörlener Bucht. Für die jüngeren Zirkone (Paläozoikum, jünger als 420 Ma) kommt kein anderes Liefergebiet

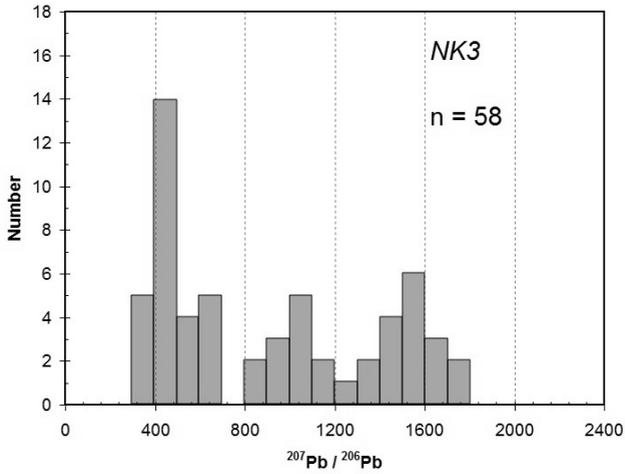


Abb. 7: Gesamtübersicht der Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung analysierter Zirkonalter [in Ma]. Das Säulendiagramm zeigt sowohl alte (ca. 500–1800 Ma) als auch jüngere (jünger als 420 Ma) gemessene Alter.

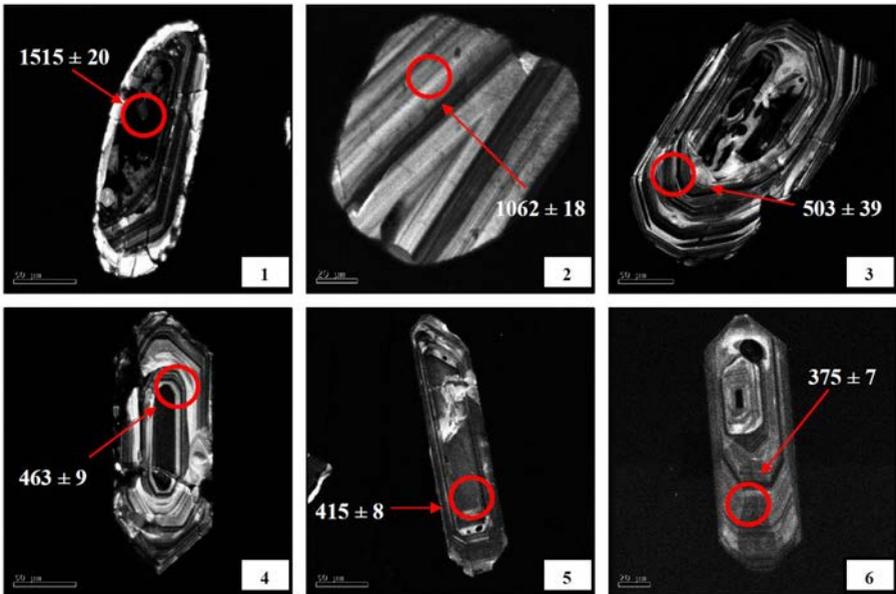


Abb. 8: Zirkonalter. CL-Aufnahmen.

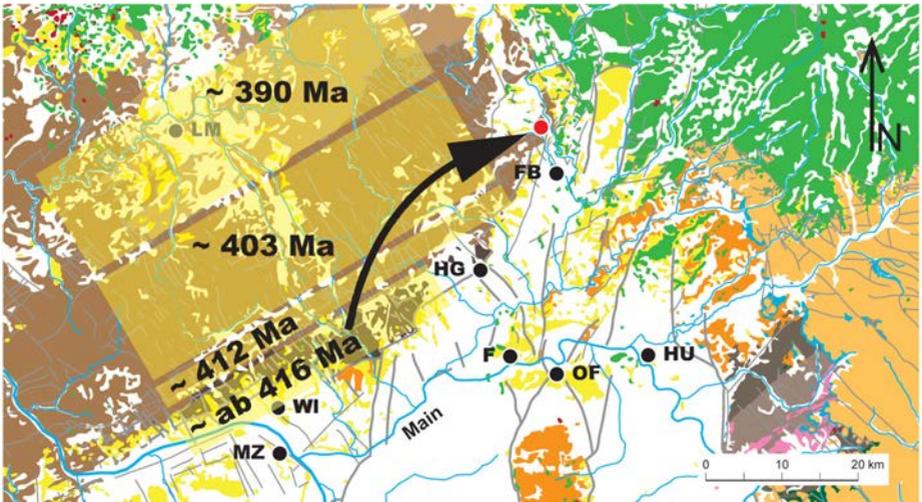


Abb. 9: Geologische Übersichtskarte mit Zuordnung der Altersspektren. Die geographische Lage der beprobten Kiesgrube in Niedermörlen ist durch einen roten Punkt symbolisiert [verändert nach NEUHAUS (2012)].

als direkt anstehendes Gestein aus dem Liefergebiet des Nauheimer Kantkieses (Abb. 9) in Frage.

Zirkone silurischen Alters (bis 416 Ma) lassen sich als Akzessorien von (Meta-) Rhyolithen aus dem Vordertaunus erklären. SOMMERMANN et al. (1992) interpretierten diese Alter als Intrusionsalter der vulkanischen Edukte von Metavulkaniten. Im Norden der Vordertaunus-Einheit grenzt die Taunuskamm-Einheit, die u. a. aus dem Taunusquarzit des Unterdevons besteht. Die Anlieferung von Zirkonen mit Altersspektren um 412 Ma (Unterdevon, Prag, Siegen) erfolgte vermutlich durch Keratophyrtuffe.

Im gesamten Hintertaunus treten Gesteine des Unterems (ca. 403 Ma) auf, die vermutlich in die Mörlener Bucht eingetragen wurden. In den sandigen Gesteinen dieser Singhofen-Schichten (Unterems) und als Unterlage des Nauheimer Kantkieses sind Porphyroide (umgelagerte vulkanische Tuffe und Aschen) ein-

geschaltet. Die wenig abgerollten Zirkone mit Altern um 390 Ma (Mitteldevon, Givet) können den (Quarz-)Keratophyren der Lahnmulde zugeordnet werden. Der jüngste gemessene Zirkon (ca. 317Ma) stammt aus dem tiefen Oberkarbon und kann ebenfalls aus der Lahnmulde angeliefert worden sein.

5 Der Abtragungszustand des Schiefergebirges im Pliozän

Die Hebung des Rheinischen Schildes erfolgte im Wechselspiel mit Abtragungs- und Einebnungsvorgängen in mehreren Phasen, die mit großtektonischen Bewegungen erklärt werden können.

Nach der Auffaltung des Variszischen Gebirges im Oberkarbon und dessen Abtragung im Perm blieb das Gebirge während des Mesozoikums vom eigenen Schutt verdeckt und unterlag einer tiefgründigen Verwitterung.

Die phasenweise känozoische Hebung ist teilweise in den Tertiärsenken der Umgebung sowie in einer Terrassierung des Gebirges dokumentiert. Bis zum Oberoligozän muss diese Hebung allerdings sehr zögerlich und nur lokal erfolgt sein, denn noch während der Ablagerung der Sulzheim-Formation (Cyrenenmergel, Oligozän) waren tiefer gelegene Teile des Rheinischen Schiefergebirges vom Meer überflutet (SONNE 1982). Die Herausbildung eines Reliefs und damit eines Fluss-Systems ist seit dem oberen Oligozän in Schottern dokumentiert, die nach FELIX-HENNINGSSEN & REQUADT (1985) zu den Vallendar-Schottern gestellt werden. Das Vorhandensein von unterkarbonen Kieselschiefern in den Vallendar-Schottern gibt Hinweise auf ein Liefergebiet NE der Lahnmulde und spricht für die Ausbildung einer „Ur-Lahn“ (REQUADT & BUHR 1989).

Frühere Altersangaben zu den Vallendar-Schottern sind allerdings widersprüchlich. SCHÄFER (2005) und FRANKENHÄUSER et al. (2009) verwenden die Bezeichnung ausschließlich für mitteleozäne bis unteroligozäne Schotter.

Anders als in oligozänen Sedimenten am Rande des Oberrheingrabens, in denen sich die mesozoische Sedimenthülle und dadurch die Hebungsgeschichte der Grabenschultern widerspiegelt, fehlen solche Lithoklasten in der tertiärzeitlichen Umrandung des Schiefergebirges oder ihr Vorkommen ist umstritten. Funde von Buntsandsteinklasten in pliozänen Schottern beschreibt GALLADÉ (1925) am südlichen Taunusrand. Der Nauheimer Kantkies enthält fast keine Lithoklasten, die jünger als Devon sind, abgesehen von sehr seltenen, vermutlich unterkarbonen Kieselschiefern, deren Herkunft nur aus der Giessen-Decke hergeleitet werden kann, die heute nördlich der Giessener Schwelle und damit nördlich der Lahn-

Wetter-Wasserscheide ansteht. Es ist darum zu vermuten, dass noch im Pliozän Klippen der Giessen-Decke im Hintertaunus lagen. Ebenso rätselhaft sind Zirkone mit Altern von Unter- und Oberkarbon. Magmatische Gesteine aus jener Zeit sind im heutigen Einzugsgebiet der Usa nicht bekannt. Ihr Vorhandensein steht im Widerspruch zum ansonsten proximalen Charakter des Nauheimer Kantkieses.

Taunus und Hintertaunus müssen als Liefergebiet vollkommen frei von jüngeren Sedimenten gewesen sein. Auch nicht die Reste paläogener Tuffite, wie sie nachweislich in den Sedimenten der weiteren Umgebung auftreten, sind erhalten. Das ist nur bei einer bedeutenden Hebung und konsequentem Abtrag sämtlicher jüngerer Sedimente denkbar. Die Abtragungsprodukte der großflächig verbreiteten Vulkanite im Westerwald erreichten den Ostrand des Schiefergebirges nicht.

Bereits QUIRING (1926) erklärt eine asymmetrische, NNW-vergente Hebung des Rheinischen Schildes. Nach MEYER & STETS (1998) erfolgte die postpliozäne Hebung um bis zu 300 m allerdings am Ostrand des Schiefergebirges deutlich abgeschwächt. Demnach ist nicht auszuschließen, dass größere Gesteinskörper als Deckenreste oder Schuppen noch im Pliozän zur Abtragung standen, inzwischen jedoch vollkommen entfernt sind. Das Auftreten von Zirkonen silurischen Alters aus der Vordertaunuseinheit überrascht nur, wenn man den Taunus mit seinem heutigen Gewässernetz vor Augen hat. Gegenwärtig wird aus der südlich des Taunuskammes gelegenen Vordertaunuseinheit nicht nach Norden entwässert. Es ist folglich zu überlegen, wie noch im Pliozän ein Gewässernetz das Vordertaunusmaterial nach NE Richtung Usa transportieren konnte, es sei denn, Gesteine der Vordertaunuseinheit überragten stellenweise den gegenwärtigen Taunuskamm, oder sie standen wie die Reste der Giessen-Decke als tektonische Klippe NW des Taunuskammes im Pliozän zur Abtragung zur Verfügung. Das Fehlen von Lithoklasten aus vordevonischen Gesteinskörpern des Vordertaunus kann mit deren geringerer Verwitterungsresistenz erklärt werden.

Danksagung

Zunächst danke ich Herrn Dr. Günter Seidenschwann, der es mir ermöglicht, Auszüge aus meiner Masterarbeit „Eingrenzung und Alter des Nauheimer Kantkieses (Tertiär, Hessische Senke) mit sedimentologischen und schwermineralanalytischen Methoden“ zu publizieren. Ebenso gilt mein Dank Herrn Professor Dr. Peter Prinz-Grimm für die Idee und den Ansporn, im Rahmen der Ausstellung „Tertiär,

das bunte, bewegte Zeitalter“ einen Artikel zu veröffentlichen und mich darin überaus fürsorglich zu unterstützen. Unsere Zusammenarbeit war immer von dem Streben nach der besseren Lösung geprägt und im Resultat sehr ergiebig. Ein besonderer Dank gilt Sven Neuhaus für die Hilfestellung bei Erstellung und Überarbeitung der graphischen Darstellungen. Herrn Dr. Wolfgang Dörr, Herrn Dr. Axel Gerdes und Herrn Dr. Rainer Petschick möchte ich für die hilfreiche Unterstützung bei der Auswertung der Schwerminerale, Zirkon-Datierung und Röntgendiffraktometrie sowie für den ein oder anderen gedanklichen Impuls im Rahmen des Manuskriptes danken.

6 Literatur

- BIBUS, E. & KÜMMERLE, E. (1971): Alter und Ausbildung der „Nauheimer Kantkiese“ und „Södeler Rundschotter“ der Wetterau. – Jb. nass. Ver. Naturk. **101**: 62–74; Wiesbaden.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. & REQUADT, H. (1985): Mineralogische und geochemische Untersuchungen der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Gebiet der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen **113**: 217–228; Wiesbaden.
- FRANKENHÄUSER, H., FRANZEN, J. L., KAULFUSS, U., KOZIOL, M., LÖHNERTZ, W., LUTZ, H., MERTZ, D. F., MINGRAM, J., WAPPLER, T. & WILDE, V. (2009): Das Eckfelder Maar in der Vulkaneifel – Fenster in einem küstenfernen Lebensraum vor 44 Millionen Jahren. – Mainzer naturwiss. Archiv **47**: 263–324; Mainz.
- GALLADÉ, M. (1925): Zur Gliederung der jungtertiären Quarzschotter am Taunusabfall. – Jb. nass. Ver. Naturk. **77**: 22–26; Wiesbaden.
- HOTTENROTT, M. (2011) in: Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schriftenreihe der DGG **75**, 461 S.; Stuttgart.
- KÜMMERLE, E. (1976): Erl. GK 25 Bl. 5618 Friedberg. – 247 S.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1981): Erl. GK 25 Bl. 5518 Butzbach. – 214 S.; Wiesbaden.
- LUDWIG, R. (1855): Geologische Spezialkarte des Großherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete im Maasstabe 1 : 50 000, Erläuterungen zur Section Friedberg. – 76 S.; Darmstadt.
- MEYER, W. & STETS, J. (1998): Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. – Z. dt. geol. Ges. **149/3**: 359–379; Stuttgart.

- NEUHAUS, S. (2010): New age for Paleogene/Neogene clastics at the northern termination of the Upper Rhine Graben (Hesse, Germany).- Z. dt. Ges. Geowiss. **161** (3): 303–322; Stuttgart.
- QUIRING, H. (1926): Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen; mit dem Versuch einer Terrassenchronologie des Rheins. – Jb. preuß. Geol. L. A. **47**: 486–558; Berlin.
- REQUADT, H. & BUHR, R. (1989): Gliederung und Paläogeographie der tertiären „Vallendarer Schotter“ im Hintertaunus. – Z. dt. geol. Ges. **140**: 333–342; Hannover.
- SCHÄFER, P. In: LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. – 400 S.; Schweizerbart, Stuttgart.
- SCHÖNHALS, E. (1936): Geologie der Umgebung von Bad Nauheim und Friedberg (Oberhessen) unter besonderer Berücksichtigung der Tertiärlagerungen. – Abh. Hess. Geol. L.-Anstalt Darmstadt **9** (1), 134 S.; Darmstadt.
- SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter aus drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südaunus. – Geol. Jb. Hessen **120**: 67–76; Wiesbaden.
- SONNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? – Mainzer geowiss. Mitt. **11**: 217–219; Mainz.
- WEYGAND, A. (2011): Eingrenzung und Alter des Nauheimer Kantkieses (Tertiär, Hessische Senke) mit sedimentologischen und schwermineralanalytischen Methoden. – Unveröff. Masterarbeit, Institut für Geowissenschaften, Frankfurt a. M.

Anschrift der Verfasserin

Anja Weygand	Institut für Geowissenschaften
Patershäuser Str. 45a	Goethe-Universität
63150 Heusenstamm	Altenhöferallee 1
	60438 Frankfurt a. M.

Neufunde von pliozäner Pollenkohle bei Großwelzheim und Seligenstadt in der Hanau-Seligenstädter Senke (Kahl-Braunkohlen-Formation) im Vergleich zum Pliozän der Wetterau (Wölfersheim-Formation)

VON WOLFGANG SCHILLER UND MARTIN HOTTENROTT

mit 12 Abbildungen und einer Tafel

Diesen Beitrag widmen wir dem Gedenken an
Herrn Joachim Brunswick († aus Kahl am Main)

Schlüsselwörter: Pollenkohle, Hanau-Seligenstädter Senke, Wetterau, Pollen, Algen, Ober-Pliozän, Bergbau, Gewerkschaft Gustav

Kurzfassung

Das Pliozän der Hanau-Seligenstädter Senke zeichnet sich durch große Mächtigkeiten und seine bedeutenden Braunkohlenlager aus. Eine Gewinnung der Braunkohle erfolgte in Tagebauen in der Umgebung von Seligenstadt, Großwelzheim, Kahl und Großkrotzenburg bis in das Jahr 1932. Neufunde von Braunkohlenproben gaben Anlass zu modernen mikroskopischen Untersuchungen, die den Nachweis von Pollen und Algen erbrachten. Vergleiche zum Pliozän der Wetterau werden diskutiert.

1 Einleitung

Oberpliozäne Ablagerungen spielen in der Hanau-Seligenstädter Senke und in der Wetterau eine bedeutende Rolle. Bereits KINKELIN (1885 und 1912) postulierte nach der Auswertung zahlreicher Bohrungen einen weitgehend zusammenhängenden Ablagerungsraum im Untermaintal und den angrenzenden Gebieten, von der Wetterau bis in den Oberrheingraben. Die Gesamtmächtigkeit der oberpliozänen Ablagerungen wurde seinerzeit mit bis zu 117 m für das Beckenzentrum im unteren Untermaingebiet angegeben. Hiervon grenzte er aber das Pliozänbecken der Hanau-Seligenstädter Senke ab und begründet dies mit der tonigen Fazies dieser Beckenfüllung (KINKELIN 1885: 228).

Von besonderer wirtschaftlicher Bedeutung waren die Einschaltungen von z. T. mächtigen Braunkohlenflözen in der Wetterau und bei Seligenstadt. Der Bergbau auf Braunkohle ist in der Wetterau mindestens seit 1804 (vgl. KÖBRICH 1914: 53) bekannt und wurde erst im Jahr 1991, nach nahezu 200 Jahren Tätigkeit, eingestellt. In der Hanau-Seligenstädter Senke wurden am westlichen Mainufer bei Seligenstadt etwa ab 1780 (vgl. SCHEERER 1914, SCHILLER 2004) Braunkohlen abgebaut, woraus ab ca. 1888 die Braunkohlen-Gewerkschaft Amalia hervorging, die „Nasspressteine“ produzierte. Eine moderne und industrielle Nutzung und Ausbeutung der Braunkohle erfolgte östlich des Mains durch die Gewerkschaft Gustav mit Geschäftssitz in Dettingen am Main und Werksanlagen in Großwelzheim (vgl. Abb. 1, 2 und 3) von 1904 bis 1932. Hier wurde besonders hochwertige Braunkohle mit hoher Flözmächtigkeit abgebaut, zu den Werksanlagen in Großwelzheim mittels Grubenbahnen transportiert und brikettiert („Main-Briketts“). Rohkohle wurde in einem Kraftwerk vor Ort verstromt.

Innerhalb dieser Epoche wurden rechtsmainisch folgende Tagebaue, hauptsächlich auf bayerischem Gebiet, angelegt und ausgebeutet: Gustav I (1902–1909), Gustav Ia (1910–1914), Gustav Ib (1914–1916), Gustav II (1915–1920), Gustav III (1920–1925), Friedrich I und II (1924–1927) und Emma Süd und Emma Nord (1926–1929). Die Tagebaue Freigericht Ost und Freigericht West (1929–1932) wurden erschlossen, aber nicht vollständig ausgekohlt. Nach der Erschließung von Feld Wilmundsheim mit Bohrungen fanden hier aber keine weiteren Abbaumaßnahmen statt (vgl. KILPPER 1967). Darüberhinaus gab es noch zahlreiche weitere Mutungsfelder auf hessischem Gebiet, deren Auskohlung aber nach 1932, nach der Übernahme der Gewerkschaft Gustav durch die RWE (bereits im Jahr 1928) und den Folgen der Weltwirtschaftskrise von 1929 bis 1932, nicht mehr erfolgte (vgl. auch SCHILLER 2004).

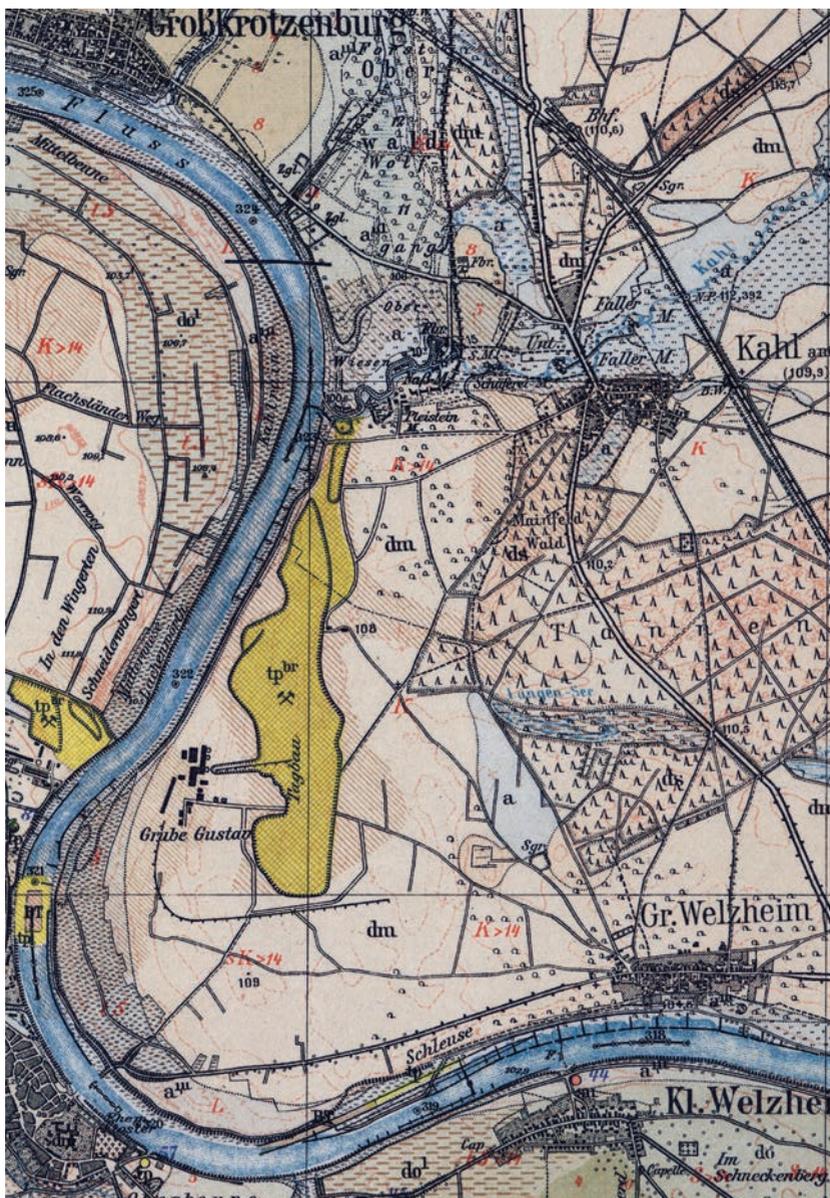


Abb. 1: Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1 : 25 000 Bl. Seligenstadt von W. SCHOTTLER. Geologischer Überblick der freigelegten oberpliozänen Braunkohlen-Vorkommen in unmittelbarer Nähe des Mains bei Seligenstadt, Großwelzheim und Kahl, um das Jahr 1921, mit den Tagebauen Amalia und Gustav. Anstehende Braunkohle ist in gelber Farbe dargestellt.

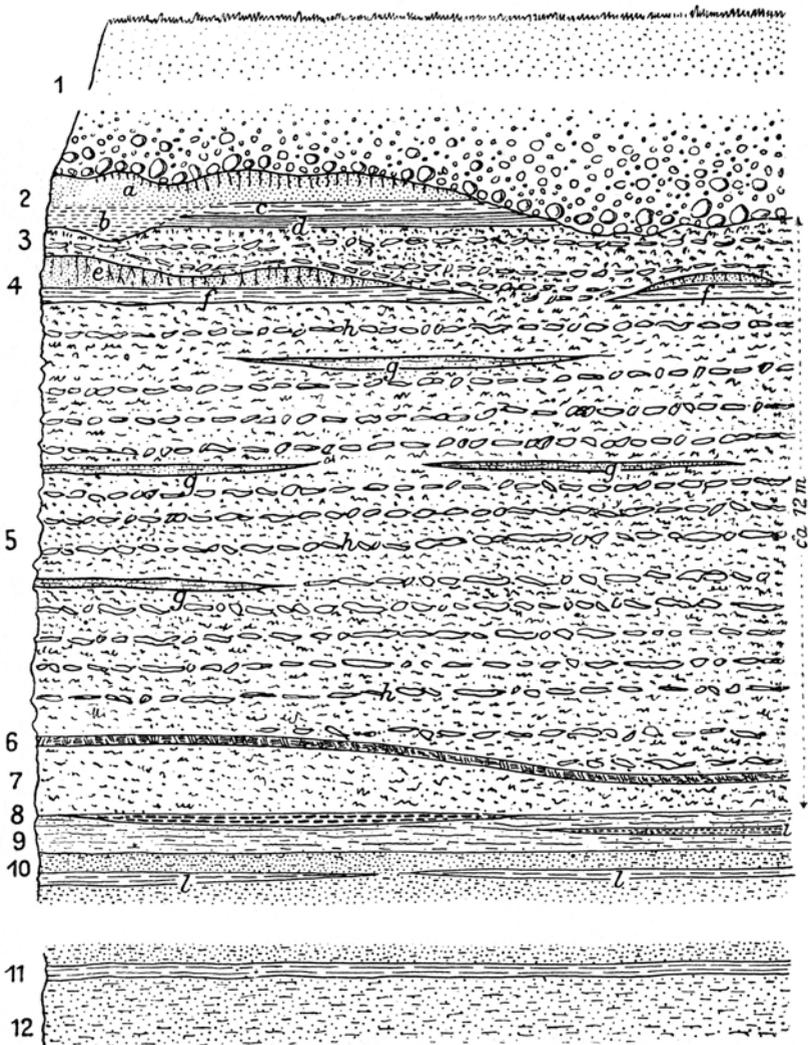


Abb. 2: Schematische Profildarstellung des Braunkohlenlagers bei Seligenstadt nach Unterlagen des im 1. Weltkrieg gefallenen Bergbaureferendars E. KOLB (und deshalb ursprünglich unpubliziert) und ergänzenden Ergebnissen von M. SCHUSTER, für die Tagebaue Gustav I bis III (vgl. SCHUSTER 1922: Fig. 3). Aufgrund der Seltenheit der Publikation von KOLB in SCHUSTER (1922), wird das Profil mit zugehöriger Beschreibung hier als Gesamtzitat wiedergegeben.

Legende siehe nächste Seite.

1 = Diluvialer Lehm, Sand und zu unterst zum Teil sehr grober Schotter aus Buntsandsteinblöcken bis $0,5\text{ m}^3$ Inhalt. Stellenweise Einlagerungen von Bachschutt aus dem nahen Urgebirge. Das Ganze diskordant auf der Unterlage aufruhend.

2 = Oberpliozäne, weiße, muskovitreiche, feine Sande (*a*), rosa-farbige bis violettbraune Tone (*b*), grauer bis weißer Ton (*c*), 10–20 cm mächtiger, brauner, kohlenstoffhaltiger, sich weißbrennender Ton (*d*), Schicht *a* in Bacheinschnitten und Strudellöchern das Kohlenflöz 3 überlagernd. Sämtliche Schichten sind kalkfrei und fossilifer. Die Schicht *a* führt ziemlich dünne senkrechte Wurzeln, Schicht *c* kräftige, 15–20 cm breite und 3 cm dicke, auseinander gerissene, flach lagernde Wurzeln. Die dazu gehörige hangende Kohlenbank ist meist erodiert, erscheint aber im Querschnittsprofil (...) als eine 1,45 cm mächtige Kohlenlage, durch Bohrungen ermittelt.

Mächtigkeit von 2 = bis 4,70 m.

3 = Oberes erschlossenes, abbauwürdiges Braunkohlenflöz, 1,80 m mächtig, mit großen Wurzelstöcken und viel(en) Lignitresten, auf einer Erosionsgrundlage, häufig auf dem Hauptkohlenflöz aufruhend. (Obere Abbausohle). Das Flöz ist zum Teil autochthon (Wurzelstöcke), zum Teil allochthon (deutlich zusammengeschwemmter Lignit). Von schmalen Zwischenmitteln durchzogen.

4 = Bezeichnendes Zwischenmittel mit erodierter Oberfläche bis zur Hauptkohlenlage. $e = 100\text{ cm}$ heller, feinkörniger Sand mit Wurzeln, $f = 40\text{ cm}$ graugelber Ton. Stellenweise als schmale Linsen zwischen beiden Kohleflözen auftretend.

5, 6 u. 7 = Hauptkohlenflöz, im Mittel etwa 12 m mächtig. Gemeine erdige Braunkohle, abwechselnd mit Lignitlagen (*h*), die in der oberen Hälfte besonders reich sind; in der unteren Hälfte (5–6 m) treten Lagen von 10–30 cm Schwelkohlen auf (z. B. 6) und Braunkohlenschichten mit nur stellenweise stärker angereichertem Lignit ($h' = 100\text{ cm}$).

7 = 40–200 cm mächtige, holzige Braunkohle mit flachen Lignitstückchen, die eben auf dem Liegenden auflagen; einzelne sandige, tonige Zwischenmittel = *g*.

8 = 1–10 cm schwarzer Ton.

9 = Bläulicher, seltener grauer, sandiger, ungeschichteter Ton mit Einlagerungen von grünlichen und rötlichen Tönen (*i*) in der Nähe des Ausgehenden.

10 = Weiße, sehr wasserreiche, feinkörnige, tonige Sandschichten mit schmalen Toneinschaltungen (*l*) bis zu einer Tiefe von 55–60 cm reichend.

11 = 20–25 cm starke Tonbank.

12 = Schwimmsandschichten mit sehr hohem Wasserdruck.

Während der aktiven Bergbauphase von 1904 bis 1932 boten die damaligen Tagebaue, mit einer Tiefe bis zu 40 m imposante Einblicke in die pleistozäne und pliozäne Schichtenfolge der Umgebung von Karlstein-Großwelzheim, Kahl und Großkrotzenburg (siehe historische Aufnahmen Abb. 3 und 4). Die Gewerkschaft Gustav hatte aus Wettbewerbsgründen kein allzu großes Interesse daran, die Mächtigkeiten, die petrographische Beschaffenheit und die Lagerungsverhältnisse ihrer Braunkohlen-Vorkommen publik zu machen. Der hessische Landesgeologe WILHELM SCHOTTLER (1922) nutzte die Gelegenheit bei der geologischen Kartierung von Blatt Seligenstadt, auch ein Teilgebiet auf bayerischem Territorium

aufzunehmen und die geologischen Verhältnisse, einschließlich der zum damaligen Zeitpunkt bekannten Braunkohlen-Lagerstätten, darzustellen (vgl. Abb. 1). Wissenschaftliche Untersuchungen und Publikationen zur Beschaffenheit der oberpliozänen Braunkohlen in der Hanau-Seligenstädter Senke erfolgten nur in Form kleinerer Veröffentlichungen über Teilaspekte der Braunkohlenbildung in diesem Gebiet. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang AMMON (1911) mit einer ersten amtlichen Darstellung der Braunkohlen-Lagerstätte durch das Oberbergamt München und SCHUSTER (1922, vgl. auch Abb. 2) mit einer weiteren Veröffentlichung derselben Behörde. SCHOTTLER & HAUPT (1923) berichten über den geologischen Aufbau der Region und KIRCHHEIMER (1934a) über die Pflanzenführung der Braunkohle. WOLFF (1934) hat sich mit mikrobotanischen (palynologischen) Untersuchungen der Braunkohle („Humodil“) der Grube Freigericht beschäftigt. Er steht damit in direkter Konkurrenz zu KIRCHHEIMER (1934a, 1935), der ebenfalls die Pollenführung der Braunkohle von Kahl anhand von Sammlungsmaterial verschiedener Museen und Institute beschreibt. DIEHL (1938, 1939) gibt einen Überblick über die Beschaffenheit der Flözabfolge und geht insbesondere auf die im Tagebau Freigericht aufgeschlossenen Stubbenhorizonte ein. Bereits kurze Zeit nach dem Ende der bergbaulichen Aktivität und Stilllegung der noch bestehenden Tagebaue füllten sich die ehemaligen Gruben mit Wasser. Seit dieser Zeit sind die Aufschlüsse mit oberpliozäner Braunkohle in der Hanau-Seligenstädter Senke nicht mehr zugänglich. Gewöhnliche Baugruben erreichen wegen der mächtigen quartären Überdeckung nicht die tiefer liegenden Braunkohlen-Ablagerungen. Forschungsbohrungen zur Erkundung der Braunkohlen-Lagerstätte(n) wurden nach 1932 nicht mehr durchgeführt.

2 Fundumstände

Durch einen glücklichen Umstand wurde W. Schiller Anfang Januar 1993 vom damaligen Vorsitzenden des Arbeitskreises Heimatgeschichte Kahl, Herrn Joachim Brunswick (†), darauf aufmerksam gemacht, dass bei Baggararbeiten im Mainbett, etwa in Höhe von Seligenstadt, der Aushub rechtsmainisch auf Großwelzheimer Gemarkung kurzfristig zwischengelagert wurde. Bei einer unmittelbar folgenden Begutachtung des Aushubs konnten neben anthropogenen Substanzen vor allem Sande, Tone und Schlick, auch größere Blöcke aus dem Buntsandstein und Zechstein sowie verschiedene metamorphe Gesteine des Vorspessarts beobachtet werden. Von besonderer Wichtigkeit erschienen hier vor allem einige wenige



Abb. 3: Tagebau Gustav am Main bei Großwelzheim mit Blick nach Westen auf die Fabrikanlage (vgl. auch Abb. 1, Karte). Aufnahme um 1922/23 (phot. M. SCHUSTER, Slg. Bayer. Geol. Landesamt).



Abb. 4: Tagebau Gustav, frühe Aufnahme um 1904–1910 mit Blick auf ein lignitarmes Braunkohlenflöz, mit den Bergleuten im Vordergrund. Der Abbau erfolgte durch „Braunkohlenhauer“, zunächst ohne größeren Einsatz von Maschinen; (Slg. W. Schiller).

kleinere Brocken von Braunkohle mit leicht gerundeten Konturen. Dieses Probenmaterial wurde für wissenschaftliche Untersuchungen geborgen. Die Konsistenz und der Erhaltungszustand der Braunkohlenbrocken wies klar darauf hin, dass diese Fundstücke einem längeren Transport im Main nicht standhalten konnten und daher aus unmittelbarer Nähe der Baggerarbeiten stammen mussten. Sowohl aus alten Akten der Gewerkschaft Gustav, wie auch aus der geologischen Karte 1 : 25 000 Bl. Seligenstadt (SCHOTTLER 1922) war bekannt, dass ein Braunkohlen-Flöz direkt im Flussbett des Mains bei Großwelzheim/Seligenstadt ansteht (vgl. Abb. 1). Aufgrund der unwirtschaftlichen Lagerungsverhältnisse und der Sicherheit für die Tagebaue wurden die Flözbereiche in unmittelbarer Nähe zum Main seinerzeit nicht abgebaut.

3 Material und Methoden

Bei der Aufsammlung der kohligen tonigen Sedimente, bzw. der Brocken von humoser Braunkohle, handelt es sich augenscheinlich um zwei unterscheidbare Faziestypen. Die gefundenen Probenstücke besitzen Dimensionen von wenigen Zentimetern bis hin zu ca. einem Dezimeter Dicke. Die Handstücke zeigen eine deutliche Kantenrundung, die entweder durch den Transport im Main oder beim Ausbaggern der Fahrrinne entstanden ist. Das Probenmaterial wurde unmittelbar nach der Bergung mit Leitungswasser gründlich gereinigt, mit einem Messer von lockeren Anhaftungen befreit und anschließend vorsichtig getrocknet. Im bergfeuchten Zustand besaßen die Proben durchweg eine dunkelbraune, fast schwarze Färbung, die sich nach der Trocknung einerseits nach oliv- bis graubraun und andererseits nach gelblichbraun veränderte. Beide Farbvarianten sind jeweils für einen speziellen Faziestyp charakteristisch.

Faziestyp I: Humose Braunkohle

Die humose Braunkohle besitzt eine gelblichbraune Färbung, eine nicht besonders ausgeprägte Schichtung und sie ist gut durch ihr geringes Gewicht charakterisiert. Makroskopisch erkennt man ein flaseriges, stellenweise auch chaotisches Gefüge. Probenmaterial für die Rasterelektronen-Mikroskopie lässt sich deshalb mit einem Messer nur in Form von unebenen Bröckchen abbrechen. Unter Zuhilfenahme einer Lupe lassen sich schlecht erhaltene Reste von nicht näher bestimmbar Pflanzen erkennen („Pflanzenhäcksel“). Größere mineralische Komponenten sind nicht zu sehen.

Faziestyp II: Kohlige Sedimente

Die aufgefundenen kohligen Sedimente unterscheiden sich auffallend von der humosen Braunkohle durch ihr lagiges Gefüge. Handstücke lassen sich problemlos mit einem Messer, bzw. Skalpell aufspalten. Das Gewicht dieser Proben liegt deutlich über dem der humosen Braunkohle. Die oliv- bis graubraune Farbe des Sedimentes rührt wesentlich von Tonmineralen und auch von makroskopisch erkennbaren Helliglimmer-Schüppchen her, deren Liefergebiet mit großer Wahrscheinlichkeit der kristalline Vorspessart ist. Linsen und Einschaltungen von fein zerriebenem Pflanzenmaterial verleihen dem Gestein einen kohligen Charakter.

Von beiden Faziestypen wurden Präparate für licht- und rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen angefertigt. Eine erste mikroskopische Analyse zeigte, dass in beiden Faziestypen Pollenkörner eine besonders wichtige Rolle spielen. Faziestyp I (gelblichbraun und auffallend geringes Gewicht) entspricht mit großer Sicherheit genau den Braunkohlentypen, die von KOLB in SCHUSTER (1922) als Schwelkohle und von KIRCHHEIMER (1934a, 1935) als Pollenkohle beschrieben wurden. Im Gegensatz hierzu erwähnt WOLFF (1934: 78), dass der von ihm als „Schwelkohlenstreifen“ bezeichnete Flözhorizont im Gegensatz zur gewöhnlichen Braunkohle des Tagebaus Freigericht ausdrücklich keinerlei Pollen enthalten soll.

In der älteren Literatur zur Braunkohlen-Petrographie (vgl. POTONIÉ 1906 und ERDMANN 1907) unterschied man u. a. einerseits Sapropelkohlen (= Faulschlammkohlen), wie z. B. Blätter- (gemeint sind feinelaminierte bituminöse Sedimente), Papier- und Schieferkohlen sowie reine Algenkohlen (sogenannte Bogheadkohlen), die unter Sauerstoffabschluss subaquatisch abgelagert wurden und andererseits Wachs-, Harz- und Pollenkohlen, die von schwerverweslichen Komponenten aufgebaut werden (Liptobiolithe). Die reinste Form der Wackskohlen bezeichnet man als Pyropissit, der sich durch eine sehr helle, fast gelblich-weiße Farbe leicht erkennen lässt. Im Gegensatz zu gewöhnlichen Braunkohlen wurden Pollenkohlen, respektive Schwelkohlen, gerne, je nach wirtschaftlicher Ausrichtung der Braunkohlen-Gesellschaften, zu Destillaten verschwelt (vgl. u. a. SANDER 1925) und diese Produkte für die petrolchemische Industrie genutzt. Als besonders hochwertig galten die relativ reinen Pollenkohlen, die aber auch als Beimischung zur gewöhnlichen Braunkohle, deren Brikettierbarkeit deutlich verbesserte. Die Hauptphase der Braunkohlen-Verschwelung in Deutschland erfolgte zur Zeit des Deutschen Reiches, wohl auch im Hinblick auf Autarkiebestrebungen.

Für eine moderne Begutachtung von Braunkohlenproben ergänzen sich Licht- und rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen in idealer Weise: Pollenkör-

ner liegen nach der Mazeration der Braunkohle isoliert und nahezu dreidimensional im lichtmikroskopischen Bild vor (vgl. Tafel 1), wohingegen REM-Aufnahmen von aufgepaltenen und nicht weiter manipulierten Bruchflächen die ursprüngliche Verteilung der Pollen in der Matrix wiedergeben (vgl. z. B. Abb. 6). Auf eine konventionelle kohlenpetrographische Analyse mittels Reflexionsmessungen und Fluoreszenzanalysen an Mazeralen (vgl. STACH 1982 und TEICHMÜLLER & WOLF 1977) wurde für diese vorläufige Veröffentlichung verzichtet und bleibt weiteren Studien vorbehalten.

Pollenanalytische Untersuchungen gelten als die wesentliche Grundlage für stratigraphische Einstufungen und die paläoökologische Bewertung organikreicher terrestrischer Sedimente. Zur Gewinnung und Anreicherung entsprechender Pollenmengen löst man die Sporomorphen (bzw. Palynomorphen) mittels geeigneter Chemikalien aus ihrem umgebenden Gestein heraus. Die Aufbereitung (Mazeration) der gelblichbraunen Kohle vom Faziestyp I erfolgte im Labor mit Salpetersäure und Kalilauge, anschließend wurde der Pollenrückstand in einem Nygonsieb von 10 µm Maschenweite aufgefangen und damit angereichert. Dieses einfache Verfahren erbrachte massenhaft Exinen von Pollenkörnern, die für die lichtmikroskopische Bestimmung in Glyceringelatine eingebettet wurden.

Auf die besonders reiche Pollenführung der Schwelkohle der Umgebung von Seligenstadt, Großwelzheim und Kahl wiesen erstmalig KOLB in SCHUSTER 1922: 31) und JURASKY (1930) hin. JURASKY (1930: 444) konnte darüber hinaus auch anhand von Mikrotomschnitten an unmazerierten Kohlepräparaten zeigen, dass diese Braunkohle ihren Reichtum an Bitumen hauptsächlich Pollen und Sporen, aber auch massenhaft gelben bis braunen Harzkörnern verdankt.

4 Wirtschaftliche Bedeutung der Pollen- und Schwelkohle

Pollen- und Schwelkohlen gelten als außerordentlich bitumenreich und somit als wirtschaftlich besonders lukrativ (JURASKY 1936). Mindestens bis Ende der 60er Jahre des 20. Jahrhunderts wurden palynologische Untersuchungen an Braunkohlen vornehmlich zur Beantwortung petrographischer und stratigraphischer Fragestellungen durchgeführt und dienten auch den wirtschaftlichen Interessen der Bergbaubetriebe.

Nach KOLB in SCHUSTER (1922: 31) hat die Schwelkohle aus der Umgebung von Seligenstadt, Großwelzheim und Kahl einen recht hohen „Heizwert (5800 Kal.)“ bei geringem „Wassergehalt (6 %)“ (Brikettanalyse).

Vergleichbare Schwelkohlen sind auch mehrfach aus den benachbarten pliozänen Profilen der Wetterau bekannt gemacht worden (vgl. KIRCHHEIMER 1934b und LESCHIK 1953).

Nach KIRCHHEIMER (1934b) ist die gelbliche Schwelkohle am Aufbau des Wetterauer Hauptbraunkohlen-Lagers maßgeblich beteiligt und kommt hier in durchgängig aushaltenden Lagen vor. Diese speziellen Kohlen lassen sich durch den Farbunterschied von gewöhnlichen Braunkohlen leicht unterscheiden. Die beste Schwelkohle ist auch hier sehr leicht, besitzt eine hellgrau-gelbe Farbe und führt nur wenig Lignit, häufiger aber kleine Fusitstückchen (fossile Holzkohle). Nach einer Schwelanalyse der HEFRAG (Braunkohlen-Schwelkraftwerk Hessen-Frankfurt AG) lieferte das Wetterauer Material 19–20 % „Urteer“ (vgl. KIRCHHEIMER 1934b: 14). Manche Lagen enthalten 10–20 % Pollen und Sporen, die somit die Bezeichnung Pollen-Braunkohlen rechtfertigen. Die pollenreichen Partien besitzen eine helle Färbung und eignen sich am besten für die Verschwehlung. In der Wetterauer Braunkohle ragen die sogenannten Polymerbitumina (Pollenkörner, Sporen und Blatt-Kutikeln) als mikroskopisch-kleine Bestandteile mengenmäßig hervor und sind bedeutsam für die technische Verwertbarkeit und den Charakter der Hauptbraunkohle (KIRCHHEIMER 1934b). Pollen und Sporen kommt somit eine hervorragende Beteiligung an der Zusammensetzung von Schwelkohle zu. Unter Zugrundelegung der Vorratsschätzungen und eines Durchschnitts-Pollengehaltes von 4 % gelangt KIRCHHEIMER zur Annahme, dass während des Pliozäns etwa 5 Millionen Tonnen Pollenkörner in der Wetterauer Hauptbraunkohle abgelagert wurden. Bedeutsam für die technische Verwertbarkeit der Kohlen sind die winzigen Pollenkörner und Sporen dadurch, dass aus ihnen wirtschaftlich Teer erschwelt werden kann. Die Exinen erleiden schon weit unterhalb der Schweltemperatur chemische Veränderungen, die bei 120 °C zu einer Wasserabspaltung führen. Bei 180 °C und höher kommt es zur Abgabe gasförmiger Depolymerisations-Produkte. Um 340 °C zersetzt sich der Pollen unter vollständiger Destruktion zu teerähnlichen Verbindungen, die bei weiterer Temperaturerhöhung flüchtig werden KIRCHHEIMER (1934b).

Im Rahmen seiner ausführlichen pollenanalytischen Untersuchungen an vollständigen Profilen weist LESCHIK (1953, 1956) besonders auf eine gelbbraune spezielle Pollenkohle innerhalb der Schwelkohle im Mittelabschnitt des Wetterauer Hauptflözes hin (Profil Römerstrasse/Steigerschacht und Bohrungen bei Wölfersheim).

5 Ergebnisse

Aufgrund unserer mikroskopischen Ergebnisse lassen sich die Neufunde kohlig-er Gesteine aus der Kahl-Braunkohlen-Formation eindeutig den bereits oben erwähnten zwei verschiedenen Faziestypen zuordnen.

Faziestyp I: Humose Pollen-Braunkohle (vgl. Abb. 5–7 und Tafel 1)

Die quantitative palynologische Auswertung unserer pollenreichen gelblichen Kohlenprobe hat folgendes Spektrum ergeben:

Osmunda: 0,2 %, *Pinus*: 36,1 %, *Picea*: 4,3 %, *Abies*: 0,7 %, *Tsuga* (bestachelte und unbestachelte): 0,4 %, *Sciadopitys*: 0,7 %, *Sequoia*-Typ: 2,3 %, *Carya*: 2,0 %, *Pterocarya*: 13,1 %, *Alnus*: 10,1 %, *Betula*: 0,7 %, *Ulmus*: 13,3 %, *Liquidambar*: 0,2 %, *Quercus*: 2,7 %, *Acer*: 1,6 %, *Castanea*-Typ: 0,4 %, *Nyssa*: 5,4 %, *Fagus*: 2,5 %, *Ilex*: 0,2 %, cf. *Eucommia*: 0,2 %, *Caryophyllaceae*: 0,2 %, *Ericaceae*: 2,7 %; *Ovoidites* (Zygnemataceae, Plankton, nur 1 Exemplar).

Insgesamt wurden 446 Exemplare ausgezählt. Die Pollenkörner sind überwiegend sehr gut erhalten und relativ hell.

Die nicht sehr artenreiche, aber für das Pliozän typische Vergesellschaftung dieser Mikroflora entspricht der Alterseinstufung von LUDWIG (1878) und den palynostratigraphischen Befunden von u. a. KIRCHHEIMER (1934a), WOLFF (1934), KILPPER (1967) und KRUTZSCH (1988).

Darüber hinaus lieferte unsere REM-Untersuchung dieses Braunkohlentyps keinerlei Hinweise auf Algen oder tierische Mikrofossilien (wie z. B. Dinoflagellaten, Schwammnadeln, Schalenreste von Ostracoden etc.), wie sie häufiger in aquatischen Biotopen anzutreffen sind. Stellenweise findet man bis zu 10 µm grosse Pyritframboide, viel häufiger jedoch bis zu maximal 60 µm große Harzkörner. Die Hauptmasse der humosen Braunkohle besteht aus mikroskopisch-klein zerriebenem Pflanzenmaterial, das nicht näher bestimmbar ist. Kutikulen, Sporen und Pollenexinen, aber auch Zellwandreste höherer Landpflanzen heben sich durch ihren jeweils charakteristischen Strukturaufbau deutlich von der umgebenden Matrix ab. Der Erhaltungszustand der Pollenexinen ist sehr unterschiedlich (siehe Abb. 6). Das Spektrum variiert von sehr gut erhalten bis mechanisch völlig zerrieben und auch stark korrodiert. Detritische Komponenten wie z. B. Quarz- und Feldspatkörner, wie sie aus dem Liefergebiet des kristallinen Vorspessarts zu erwarten wären, wurden nicht beobachtet.

Faziestyp II: Kohlige Sedimente/bituminöser Braunkohlenton

(vgl. Abb. 8–12)

Aufgrund des hohen Tonanteils wurde auf eine Mazeration dieses Sedimenttyps verzichtet und die Untersuchung der Komponenten anhand von Schmierpräparaten und REM-Präparaten vorgenommen.

Im Gegensatz zur humosen Pollen-Braunkohle, deren Entstehung als sedimentär anzunehmen ist, handelt es sich bei den kohligen und tonigen Sedimenten nachweislich um subaquatisch abgelagerte Bildungen. In einer tonigen Matrix (Kaolinit und Gibbsit, vgl. SCHILLER 2011: 256) lassen sich eindeutig Fossilreste von Algen nachweisen. Den Hauptanteil der Algen bilden die überaus erhaltungsresistenten Zellwandkolonien der umgangssprachlich als „Ölalge“ bezeichneten Fossilreste von *Botryococcus* sp. Die relativ kleinen und nur bis zu ca. 25 µm großen und weitläufig verstreut liegenden *Botryococcus*-Kolonien sind häufig dicht mit Schüppchen von Tonmineralen bedeckt, bzw. „verkleistert“ und zeugen somit von einer relativ hohen Sedimentationsrate, die einer ausgeprägten Algenblüte entgegensteht (vergl. Abb. 11). Ferner lassen sich immer wieder isolierte, aber gut erhaltene Schalen von Kieselalgen im Sediment finden (siehe Abb. 9 und 10). Ihr Überlieferungszustand ergibt Hinweise darauf, dass es auch hier zu keiner für Diatomeen typischen massenhaften Algenblüte kam, da Kolonien und Stadien der Zellteilung bislang völlig fehlen. An aquatischen tierischen Fossilresten konnten vereinzelt Nadeln (Spiculae) von Süßwasserschwämmen beobachtet werden.

Frisch aufgespaltene Sedimentproben riechen schwach bituminös, was mit großer Sicherheit von organischen Relikten der Algenreste herrührt. Der Anteil der Algenreste in den untersuchten REM-Proben liegt aber deutlich unter 5 %, so dass als Gesteinsbezeichnung bituminöser Braunkohlenton zutreffend ist.

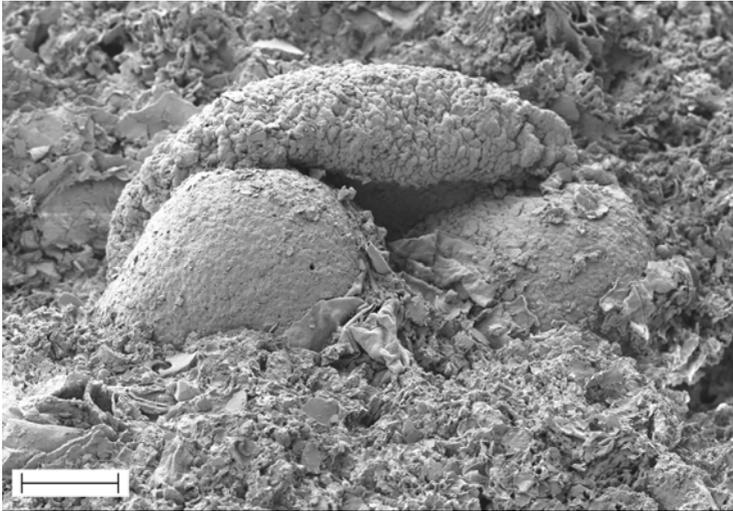


Abb. 5: REM-Aufnahme: Humose Pollenkohle, Faziestyp I; Neuaufsammlung (Mainaushub vom Januar 1993); *Pinus*-Pollenkorn, Maßstab entspricht 10 μm .

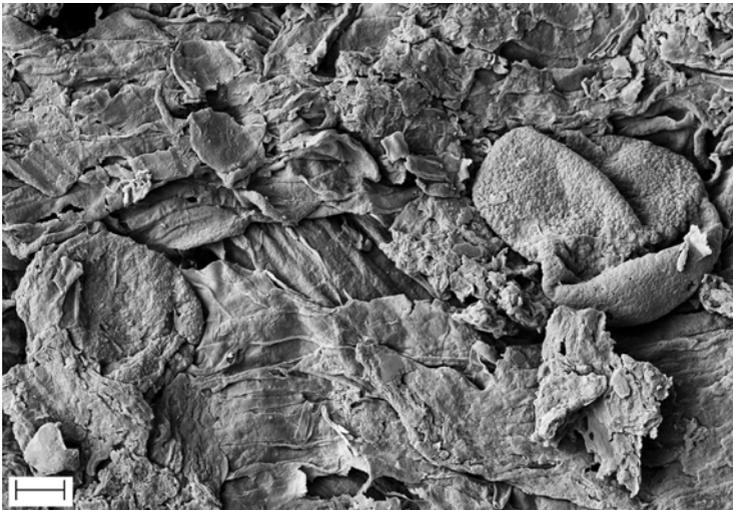


Abb. 6: REM-Aufnahme: Humose Pollenkohle, Faziestyp I; Neuaufsammlung (Mainaushub vom Januar 1993); kompaktierte Exinen von Pollen, rechts *Pinus*-Luftsackpollen, Maßstab entspricht 10 μm .



Abb. 7: REM-Aufnahme: Humose Pollenkohle, Faziestyp I; Neuaufsammlung (Mainaushub vom Januar 1993); kompaktiertes Pollenkorn und fein zerriebenes Pflanzenmaterial, Maßstab entspricht 10 μm .

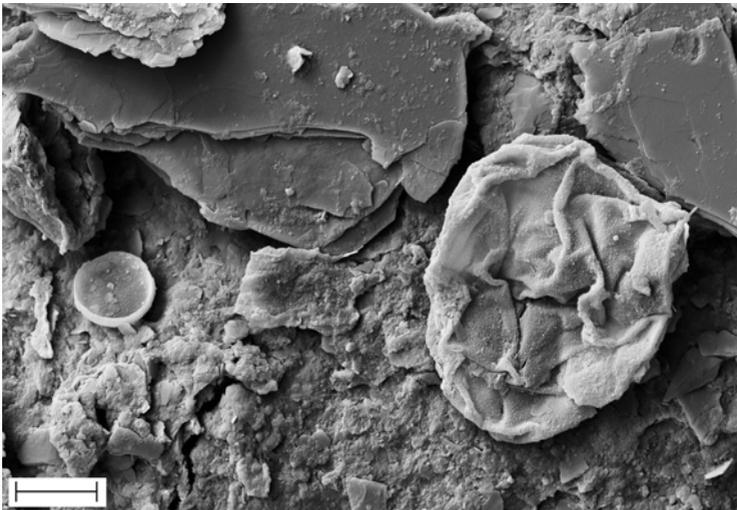


Abb. 8: REM-Aufnahme: Bituminöser Braunkohlenton, Faziestyp II; Neuaufsammlung (Mainaushub vom Januar 1993); aufgespaltene Sedimentfläche mit Hellglimmer, Pollenkorn und Schale einer zentrischen Kieselalge, Maßstab entspricht 10 μm .



Abb. 9: REM-Aufnahme: Bituminöser Braunkohlenton, Faziestyp II; Neuaufsammlung (Mainaushub vom Januar 1993); aufgespaltene Sedimentfläche mit Frustel einer pennaten Kieselalge *Diatoma* sp., Maßstab entspricht 2 μm .

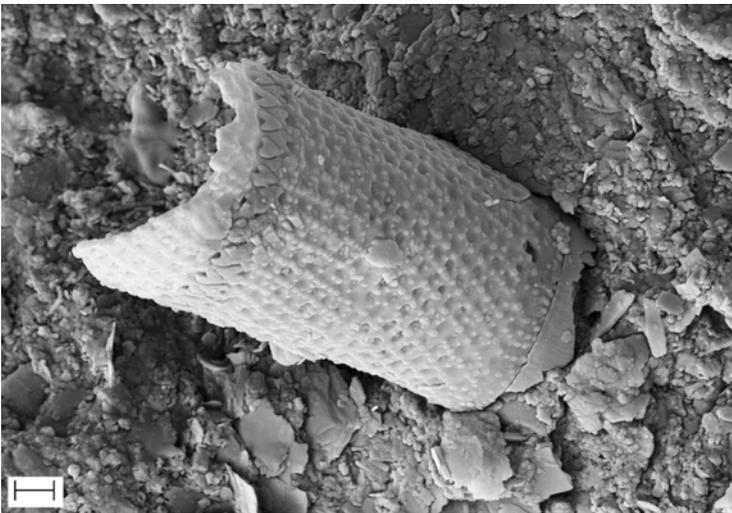


Abb. 10: REM-Aufnahme: Bituminöser Braunkohlenton, Faziestyp II; Neuaufsammlung (Mainaushub vom Januar 1993); aufgespaltene Sedimentfläche mit Schale einer zentrischen Kieselalge *Aulacoseira* sp., umgeben von toniger Sedimentmatrix, Maßstab entspricht 1 μm .



Abb. 11: REM-Aufnahme: Bituminöser Braunkohlenton, Faziestyp II; Neuaufsammlung (Mainaus-hub vom Januar 1993); aufgespaltene Sedimentfläche mit einer Kolonie der Chlorophyceae *Botryococcus* sp., umgeben von toniger Sedimentmatrix, Maßstab entspricht 1 µm.

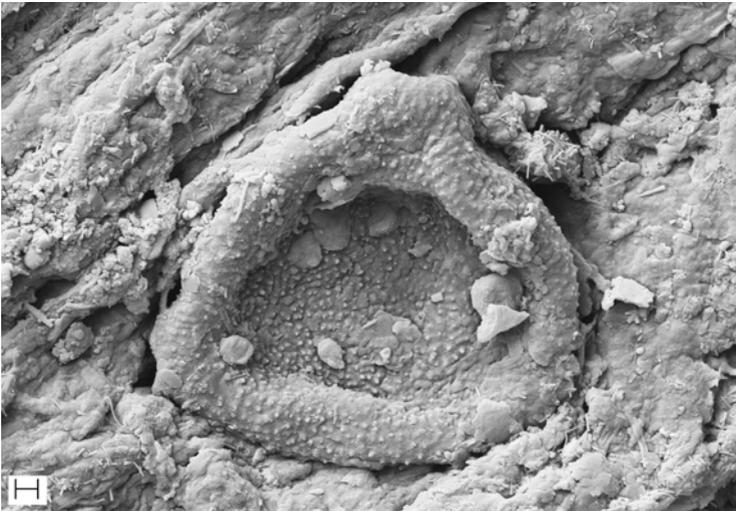
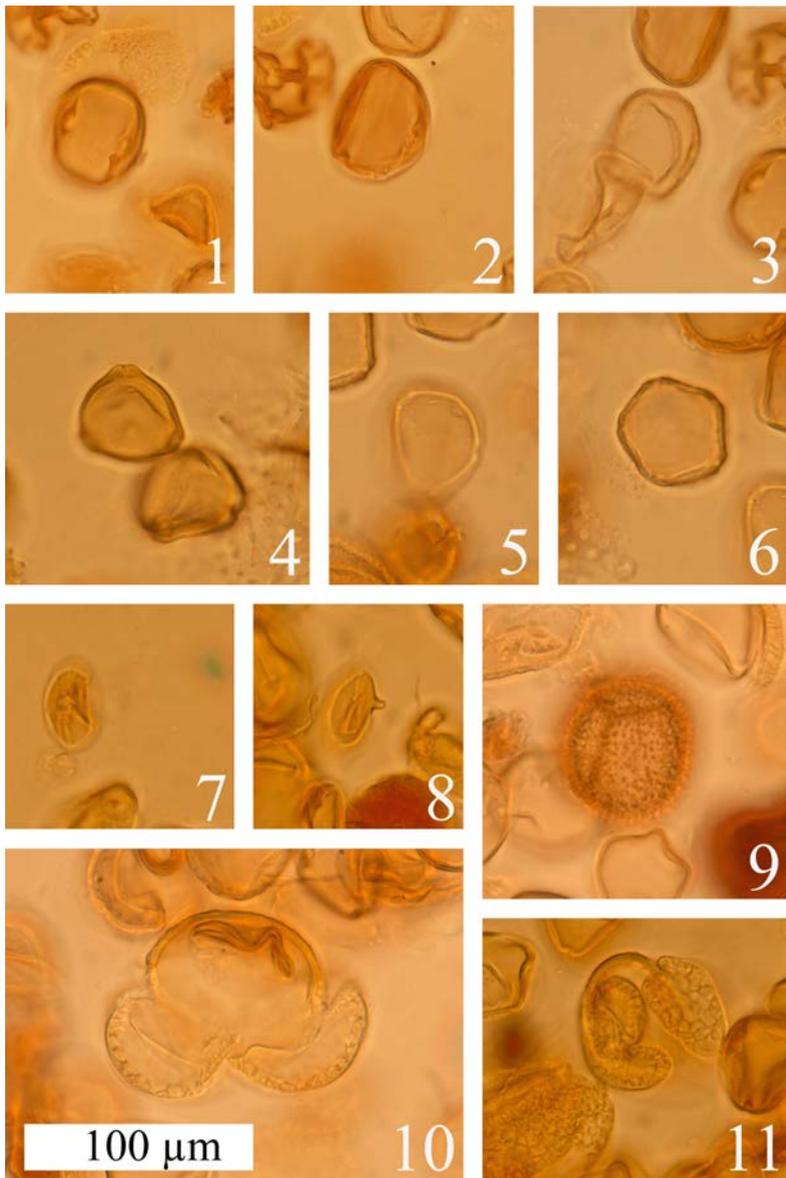


Abb. 12: REM-Aufnahme: Bituminöser Braunkohlenton, Faziestyp II; Neuaufsammlung (Mainaus-hub vom Januar 1993); aufgespaltene Sedimentfläche mit einem Pollenkorn von *Betula* sp., Maßstab entspricht 1 µm.



Tafel 1: 1: Pollenkorn *Nyssa* sp.; 2: Pollenkorn *Nyssa* sp.; 3: Pollenkorn *Ulmus* sp., rechts *Nyssa* sp.; 4: oben Pollenkorn *Betula* sp., unten *Nyssa* sp. (Polfigur); 5: Pollenkorn cf. *Pterocarya* sp., links oben *Ulmus* sp.; 6: Pollenkorn *Ulmus* sp.; 7: Pollenkorn *Quercus* sp.; 8: Pollenkorn *Sequoia*-Typ; 9: Farnspore *Osmunda* sp.; 10: Luftsackpollen *Pinus* sp.; 11: Luftsackpollen *Pinus* sp.

6 Interpretation und regionaler Vergleich

Eine sichere Einhängung unserer Neufunde in die lithologischen Profildarstellungen von KOLB in SCHUSTER (1922), WOLFF (1934) und KILPPER (1967) besitzt nur spekulativen Charakter. Allerdings liegt die Vermutung nahe, dass die humose Pollenbraunkohle aus dem Mainaushub direkt dem Schwelkohlen-Horizont des Profils von KOLB zuzuordnen ist (siehe Abb. 2). Eine direkte Parallelisierung des bituminösen Braunkohlentons mit Daten aus den alten Profilbeschreibungen ist nicht möglich, da Kieselalgen bislang nicht aus dem Pliozän der Hanau-Seligenstädter Senke beschrieben wurden. Die Chlorophyceae *Botryococcus* ist hingegen im Pliozän von Mühlheim gefunden worden (HOTTENROTT 1993: 60). Auch zeigt die Profildarstellung von KOLB in SCHUSTER mehrere Tonzwischenmittel (= g), im Braunkohlenlager (siehe Abb. 2; vgl. auch KILPPER 1967: 166).

In der Wetterau sind sogar pliozäne Kieselgur-Sedimente im Hangenden des Hauptflözes bekannt. Einschaltungen von Kieselgur innerhalb der Braunkohle sollen dort ebenfalls beobachtet worden sein (vgl. KIRCHHEIMER 1934b: 12, 17, Profil der Braunkohlengrube Friedrich, bei Trais-Horloff).

Die von WOLFF (1934) und KILPPER (1967) bekannt gemachten quantitativen palynologischen Untersuchungen nahezu vollständiger Profile vom Tagebau Freigericht bei Kahl und dem bislang nicht abgebauten Feld Wilmundsheim bei Alzenau erlauben eine stratigraphische Einstufung im überregionalen Vergleich und die Korrelation mit den Pliozän-Bildungen der Wetterau. Sie ermöglichen darüber hinaus Rückschlüsse auf die damalige Vegetationsentwicklung.

Ergänzende, weitere palynologische Untersuchungen aus dem Pliozän im Raum Frankfurt und Hanau wurden u. a. von HOTTENROTT (1993) und GOLOBEK in GREGOR (1995) bekannt gemacht.

Zur stratigraphischen Bewertung des Pliozäns der Hanau-Seligenstädter Senke ist der Vergleich mit den gut untersuchten pliozänen Profilen der Wetterau maßgeblich. Beide Teilbecken sind durch den Horst der Hohen Straße nördlich von Hanau von einander getrennt (vgl. SCHILLER 2011). Insgesamt gestatten die untersuchten Mikro- und Makroflora beider Braunkohlen-Lagerstätten konkrete stratigraphische Aussagen, die allerdings im Detail teilweise zu unterschiedlichen Interpretationen geführt haben, was besonders durch die häufiger wechselnden Gliederungen und Konventionen zur Abgrenzung des Pliozäns bedingt sein dürfte (letzte Änderung zur Pliozän/Pleistozän-Grenze im Jahr 2010; vgl. HOTTENROTT & GRIMM 2011).

Der Liegendton der Wetterauer Hauptbraunkohle bei Wölfersheim hat eine sehr reiche Fauna des Rusciniums geliefert (u. a. DAHLMANN 2001). Belegt sind hier 77 verschiedene Säugetier-Arten (u.a. Mastodonten), darunter 56 Kleinsäuger mit zusammen ca. 5000 Einzelstücken. Damit ist Wölfersheim eine der bedeutendsten Säugerfundstellen im Tertiär Europas. Die Fauna spricht für ausgehendes Unterplozän (spätes Ruscinium, MN 15), was einem absoluten Alter von ca. 3,4 bis 3,8 Millionen Jahren (Ma) entspricht. Die Braunkohle im Hangenden dürfte somit zwanglos ins Oberpliozän zu stellen sein, was auch die Meinung der meisten Autoren ist.

Die traditionell über einen langen Zeitraum gut untersuchte pliozäne Braunkohle der Wetterau diente als Grundlage für zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten, besonders auch zur Paläobotanik und zur Palynologie. Wesentliche Erkenntnisse lieferten u. a. LUDWIG (1857), KIRCHHEIMER (1934b), LESCHIK (1953, 1956), JANOSCHEK (1970), VON DER BRELIE (1978) und HERTER (1985). Diese wichtige datierte Flora ist von überregionaler Bedeutung und ein markanter Baustein im Gesamtgefüge pliozäner Floren Mitteleuropas. Sie ist namensgebend für den Florenkomplex Wetterau-Wölfersheim (KRUTZSCH 1988).

Die Kahler Braunkohle (Neuuntersuchung des Materials von WOLFF 1934, und KILPPER 1967) entspricht nach KRUTZSCH (1988: 39 u. Beilage) wahrscheinlich der Hauptbraunkohle der Wetterau (Wetterauer Klima-Maximum-Zeit), oder sie ist einen Klima-Zyklus älter einzustufen. Aus regionalgeologischer Sicht gibt es keinen wichtigen Grund anzunehmen, dass die Hauptflöze der Kahl-Braunkohlen-Formation (in der Hanau-Seligenstädter Senke) und der Wölfersheim-Formation (in der Wetterau) nicht zumindest ungefähr gleichaltrig sind. Lithologische Unterschiede der Typusprofile beider Formationen sind vermutlich auf die verschiedenen Liefergebiete sowie auf unterschiedliche Absenkungsbeträge zurückführen (vgl. HOTTENROTT 2011, SCHILLER 2011).

Nördlich der ehemaligen Tagebaue der Gewerkschaft Gustav schließen sich von Großkrotzenburg bis nach Mühlheim am Main weitere kohlenführende Pliozän-Vorkommen an, die vom Bergbau nicht berührt wurden. Die Braunkohlenlager östlich von Großauheim und von Wolfgang stehen im Zusammenhang mit den Lagerstätten von Seligenstadt, Großwelzheim und Kahl (OKRUSCH et al. 1967, RENFTEL 1995; vgl. hierzu auch DELKESKAMP 1908).

Aus dem Untermaingebiet werden von MAI (1995) einige Makrofloren erwähnt (Mainflingen, Seligenstadt, Hainstadt und Mühlheim) und in die oberpliozäne

Reuver-Stufe gestellt. Reuver-Floren zeichnen sich u.a. durch einen Exoten-Anteil von nur noch ca. 45 % bis 51 % aus.

Die aktuellste paläobotanische Arbeit aus dieser Region behandelt ausführlich die Flora von Mühlheim (GREGOR 1995), nähere Beschreibung der Lokalität und der geologischen Verhältnisse siehe SEIDENSCHWANN et al. (1995). Die Florenliste von GREGOR beinhaltet folgende Taxa (Früchte, Samen, Steinkerne, Becher, Blätter u. a.):

Pinaceae gen. indet. (Nadeln), Pinaceae spec. (Holz), *Taxodium* sp., *Stratiotes intermedius*, Araceae gen. indet., *Sparganium neglectum*, *Magnolia cor*, *Ceratophyllum demersum*, *Euryale* spec., *Liquidambar magnolioculata*, *Eucommia europaea*, *Fagus decurrens*, *Quercus* spec., *Carpinus betulus* foss., *Carya angulata*, *Pterocarya limburgensis*, *Polyspora* sp., *Styrax maximus*, *Tilia tuberculata*, *Rubus laticostatus*, *Rubus semirobundatus*, *Sorbus torminalis*, *Prunus padus* foss., Prunoideae gen. indet. (Rinde), *Acer campestrianum*, *Aesculus spinoissima*, *Meliosima pliocaenica*, *Vitis parasilvestris*, *Viscum miqueli*, *Viscum ponholzense*, *Dicotylophyllum* spec., *Carpolithus* spec. 1, *Carpolithus* spec. (Galle?), Pilzperithezien vom Typ *Rosellinites* spec. Hinzu kommen nicht weiter bestimmbare Knospenschuppen und als tierische Reste Insektenkokons.

Die Flora (Probe Mühlheim 1–3) setzt sich wie folgt zusammen: 92 % der gefundenen Taxa sind rezent mit Vergleichsarten vertreten; fossile Gattungen sind mit 8 % vorhanden; Wasserflora 8 %, Sumpfflora 15 %, Trockenflora 77 %; amerikanische und asiatische Elemente 23 %, sub- (tropische) 12 %, holarktische 42 %, kosmopolitische 19 %, disperse (Relikte) 4 %; Der Baumanteil liegt bei 88 %; paläotropisch sind 27 %, exotisch 38 %.

Die niedrigen Anteile der paläotropischen und der exotischen Floren-Elemente sind typisch für das Pliozän. GREGOR (1995) bevorzugt hier eine Einstufung in das Unterpliozän mit „Tendenz nach oben“ (vgl. auch GREGOR et al. 1989 mit einer vorläufigen Einstufung dieser Flora in das Oberpliozän). Im regionalen Vergleich zur Wetterau und Hanau-Seligenstädter Senke ziehen wir die Einstufung in das Oberpliozän vor.

Einige wichtige der rezenten Vergleichsarten der Mühlheimer Flora leben heute im südlichen Ostasien (besonders in Mittel- und Zentral-China und auch im südlichen Japan), im südöstlichen Nordamerika und in Kleinasien.

Die Pollenflora (drei Proben) aus dem Material von GREGOR hat E. GOLOBEK in GREGOR (1995) beschrieben. Sie konnte 41 Taxa bestimmen und damit eine

allgemeine Einstufung in das Pliozän vornehmen. Diese Mikroflora lässt sich mit unseren Befunden von Seligenstadt gut vergleichen. Ergänzend hierzu sind die palynologischen Ergebnisse zum Mühlheimer Pliozän von HOTTENROTT in GREGOR et al. (1989) und HOTTENROTT (1993) zu erwähnen.

Fazit

Die Resultate der mikroskopischen Untersuchungen an Neufunden der Braunkohle von Seligenstadt, bzw. Großwelzheim geben Hoffnung, das Interesse am Pliozän der Hanau-Seligenstädter Senke erneut geweckt zu haben.

7 Literatur

- AMMON, L. v. (1911): Bayerische Braunkohlen und ihre Verwertung: 83 S.; München (C. Wolf u. Sohn).
- BOENIGK, W., BRELIE, G. VON DER, BRUNNACKER, K., KEMPF, E.K., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R. & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloffgraben/Vogelsberg. – Geol. Abh. Hessen, 75: 1–80; Wiesbaden.
- BRELIE, G. VON DER (1977): Die Mikroflora. – In: BOENIGK, W., BRELIE, G. VON DER, BRUNNACKER, K., KEMPF, E.K., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R. & TOBIEN, H.: Jungtertiär und Quartär im Horloffgraben/Vogelsberg. – Geol. Abh. Hessen, 75: 55–60; Wiesbaden.
- DAHLMANN, T. (2001): Die Kleinsäuger der unter-pliozänen Fundstelle Wölfersheim in der Wetterau (Mammalia: Lipotyphla, Chiroptera, Rodentia). – Cour. Forsch.-Inst Senckenberg, 227: 129 S.; Frankfurt a. M.
- DELKESKAMP, R. (1908): Die Braunkohlenvorkommen am Südabhang des Taunus und im unteren Maintale. – Braunkohle, VII (34): 581–587; Halle a. S.
- DIEHL, H. (1938): Über einige Beobachtungen in der Seligenstädter Braunkohle. – Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt, V (19): 68–70; Darmstadt.
- DIEHL, H. (1939): Über die Stubbenhorizonte der Grube Freigericht bei Kahl am Main. – Braunkohle, 38 (9): 132–136; Halle a. S.
- ERDMANN, E. (1907): Klassifikation der Braunkohlen. – Braunkohle, VI (24): 393–396; Halle.

- GREGOR, H.-J. mit einem Beitrag von GOLOMBEK, E. (1995): Die pliozäne Flora von Mühlheim bei Offenbach am Main. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **146**–**147**. Jg.: 87–167; Hanau.
- GREGOR, H.-J., KNÖRZER, V. & SEIDENSCHWANN, G. (1989): Eine neue Frucht- und Samenflora aus dem Pliozän von Mühlheim bei Frankfurt a. Main. – Documenta naturae, **49**: Kurzberichte II: 31–35; München.
- HERTER, G. (1985): Palynologische Untersuchungen der pliozän-/pleistozänen Grenzsichten und eines (?prä-elsterzeitlichen) Interglazials im Horloffgraben/-Wetterau. – Palaeontographica, **B195**: 1–128; Stuttgart.
- HOTTENROTT, M. (1993): Mikrofloristische Gliederung und Charakterisierung der Tertiärschichten von Frankfurt a. M. – In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. mit Beiträgen von BLUM, R., EHRENBERG, K.-H., GOLWER, A., HOTTENROTT, M., MÜLLER, K.-H., ROSENBERG, F. SABEL, K.-J. & WIEGAND, K. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost, 3. Aufl.: 54–69; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Bodenforschung).
- HOTTENROTT, M. (2011): Wölfersheim-Formation. – In: HOTTENROTT, M. & MARTINI, E.: Wetterau-Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (Koordination/Redaktion: GRIMM, K. I. für die Subkommission Tertiär). – Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – SDGG, **75**: 271–274; Stuttgart.
- HOTTENROTT, M. & GRIMM, K. I. (2011): Pliozän. – In: HOTTENROTT, M. & GRIMM, K. I.: Erdgeschichtlicher Überblick. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (Koordination/Redaktion: GRIMM, K. I. für die Subkommission Tertiär). – Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – SDGG, **75**: 36–38; Stuttgart.
- JANOSCHEK, A. (1970): Jung-Pliozän und Alt-Pleistozän im Horloff-Graben (Wetterau). – Diss. Univ. Gießen: 1–58; Gießen.
- JURASKY, K. A. (1930): Das Mikrotom im Dienste der paläobotanischen und petrographischen Erforschung von Braunkohle und Torf. – Braunkohle, **29** (21): 437–447; Halle a. S.
- JURASKY, K. A. (1936): Deutschlands Braunkohlen und ihre Entstehung. – In: Deutscher Boden, Band II, VI+165 S.; Berlin (Borntreager).
- KILPPER, K. (1967): Pollenanalyse. – In: STREIT, R.: Oberpliozäne Braunkohle. – In: OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W.: Erläuterungen zur Geologischen

- Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 5920 Alzenau i. Ufr.: 164–167; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- KINKELIN, F. (1885): Die Pliocänschichten im Unter-Mainthal. – Ber. Senckenb. Naturforsch. Ges., 1884/1885: 200–234; Frankfurt a. M.
- KINKELIN, F. (1912): Tiefe und ungefähre Ausbreitung des Oberpliocänsees in der Wetterau und im unteren Maintal bis zum Rhein. – Abh. der senckenb. Naturforsch. Ges., **XXXI**: 201–238; Frankfurt a. M.
- KIRCHHEIMER, F. (1934a): Pflanzenreste aus der Braunkohle von Kahl a. M. – Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jg. **34** Abt. B: 34–38; Stuttgart.
- KIRCHHEIMER, F. (1934b): Das Hauptbraunkohlenlager der Wetterau. – Ber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., Jg. 1921–1933: 1–74, Hanau.
- KIRCHHEIMER, F. (1935): Zur Pollenführung der jungpliocänen Braunkohle des Untermaingebietes. – Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jg. **35** Abt. B: 400–403; Stuttgart.
- KÖBRICH, C. (1914): Der Bergbau des Großherzogtums Hessen. – 101 S. Darmstadt (Staatsverlag).
- KRUTZSCH, W. (1988): Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze in diesem Gebiet. – Quartärpaläontologie, 7: 7–51; Berlin (Akademie-Verlag).
- LESCHIK, G. (1953): Pollen- und Sporenflora des Wetterauer Hauptbraunkohlenlagers. (Vorläufige Mitteilung). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **33**: 96–100; Freiburg i. Br.
- LESCHIK, G. (1956): Die Entstehung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora. – Palaeontographica, **B 100**: 26–64; Stuttgart.
- LUDWIG, R. (1857): Fossile Pflanzen aus der jüngsten Wetterauer Braunkohle. – Palaeontographica, **5**: 81–109; Cassel.
- LUDWIG, R. (1878): Das Braunkohlenvorkommen bei Seligenstadt am Main (Section Offenbach–Hanau). – Notizblatt des Vereins für Erdkunde und verwandte Wissenschaften zu Darmstadt und des mittelhheinischen Vereins, **III** (17): 323–325; Darmstadt (Jonghaus).
- MAI, D. H. (2005): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. – 691 S.; Jena–Stuttgart–New York (G. Fischer).

- OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 5920 Alzenau i. Ufr.: 336 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- POTONIÉ, H. (1906): Klassifikation und Terminologie der rezenten brennbaren Biolithe und ihrer Lagerstätten. – Abhandlungen der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie, N. F. **49**: 94 S.; Berlin.
- RENFTEL, L.-O. (1995): Verbreitung und Ausbildung pliozäner Ablagerungen in der Umgebung von Hanau. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **146**–**147**. Jg.: 55–70; Hanau.
- SANDER, A. (1925): Die hessischen Braunkohlen und ihre Verwertung. – Polytechnische Schau, **340** (5): 58–59; Berlin (R. Dietze).
- SCHEERER, (1912): Die Braunkohlenvorkommen des Großherzogtums Hessen. – Braunkohle, **XI** (28): 437–443; Halle.
- SCHILLER, W. (2004): Zur Geologie und Bergbaugeschichte der Hanau-Seligenstädter Senke. – Karlsteiner Geschichtsblätter, **9**: 3–6; Karlstein (Kolb).
- SCHILLER, W. (2011): Kahl-Braunkohlen-Formation. – In: MARTINI, E. & RADTKE, G. mit einem Beitrag von SCHILLER, W.: Hanauer Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (Koordination/Redaktion: GRIMM, K. I. für die Subkommission Tertiär). – Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – SDGG, **75**: 255–256; Stuttgart.
- SCHOTTLER, W. (1922): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. Seligenstadt, mit Erläuterungen. – 89 S.; Darmstadt (Hess. geol. Landesanstalt; Hess. Staatsverlag).
- SCHOTTLER, W. & HAUPT, O. (1923): Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. – Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt, **V** (5): 52–148; Darmstadt.
- SCHUSTER, M. (1922): Braunkohlenvorkommen in Unterfranken. – In: Bayerisches Oberbergamt (Hrsg.). – Die mineralischen Rohstoffe Bayerns und ihre Wirtschaft, **1**: 29–37; München (R. Oldenbourg).
- SEIDENSCHWANN, G., GRIES, H. & THIEMEYER, H. (1995): Die fluvialen Sedimente in den Baugruben des Wohnparks Mühlheim zwischen Ebertstraße und Offenbacher Straße in Mühlheim/Main. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **146**–**147**. Jg.: 71–86; Hanau.

- STACH, E. (1982): The Microscopically Recognizable Constituents of Coal. – In: STACH, E. (Hrsg.): Stach's Textbook of Coal Petrology: 87–215; Berlin (Borntraeger).
- TEICHMÜLLER, M. & WOLF, M. (1977): Application of fluorescence microscopy in coal petrology and oil exploration. – Journal of Microscopy, **109** (1): 49–73; Oxford.
- WOLFF, H. (1934): Mikrofossilien des pliozänen Humodils der Grube Freigericht bei Dettingen a. M. und Vergleich mit älteren Schichten des Tertiärs sowie posttertiären Ablagerungen. – Arb. Inst. Paläobot. Petrogr. Brennsteine, **5**: 55–86; Berlin.

Anschrift der Verfasser

Dipl.-Geol. Wolfgang Schiller
Institut für Geowissenschaften
Goethe-Universität
Altenhöferallee 1
60438 Frankfurt
w.schiller@em.uni-frankfurt.de

Dr. Martin Hottenrott
Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie
Rheingaustrasse 186
65203 Wiesbaden
martin.hottenrott@hlug.hessen.de

Der Horst von Bad Salzhausen im Vogelsberg und dessen Mineralquellen (Bl. 5519 Hungen)

VON THOMAS KIRNBAUER

mit 11 Abbildungen und einer Tabelle

„Eine Saline in so rein plutonischer Umgebung, auf und zwischen Basaltrücken, ist nun gewiss eine in ihrer Art seltene, vielleicht einzige Erscheinung.“ (CREDNER 1849: 40)

Kurzfassung

Vollständig umgeben von vulkanischen Gesteinen stehen in Nidda-Bad Salzhausen im Vogelsberg (Bl. 5519 Hungen) klastische Sedimente des Oligozäns und Miozäns an, aus denen Na-Cl-Mineralwässer austreten. Basierend auf einer kritischen Auswertung der im Archiv des Staatsbades Bad Salzhausen vorhandenen Bohrprofile aus dem 19. und 20. Jahrhundert erfolgt eine geologisch-tektonische Neuinterpretation. Es handelt es sich um einen NE–SW-streichenden Horst, bei dem prävulkanisches Tertiär (Oligozän, Miozän) gegenüber den umgebenden, jüngeren Vulkaniten und intravulkanischen Sedimenten (Unteres bis Mittleres Miozän) herausgehoben worden ist. Beim Horst von Bad Salzhausen handelt es sich um eine Inversionsstruktur mit verstärkten Subsidenzraten für die Zeit zwischen Oberem Oligozän und Unterem Miozän.

Die Interpretation von Wasseranalysen erlaubt – in Verbindung mit hydrogeologischen Beobachtungen – eine geochemische Interpretation der Mineralwässer. In Tiefen von 633 bis 1.000 m zirkuliert in Rotliegend-Gesteinen Na-Cl-Thermalwasser (TDS 37 g/l, max. 35 °C), das aber keine natürliche hydraulische Verbindung zu den Mineralquellen von Bad Salzhausen besitzt. Außerhalb des Horstes von Bad Salzhausen entstehen durch Vermischung von aufsteigendem

Na-Cl-Thermalwasser mit Alkali-Hydrogencarbonat-Grundwasser Na-Cl-Wässer, die entlang von Störungen zum Horst von Bad Salzhausen migrieren und dort aufsteigen (TDS > 23 g/l, 17–18 °C). Oberflächennahes, wenig mineralisiertes meteorisches Erdalkali-Hydrogencarbonat-Grundwasser verdünnt die aufsteigenden Na-Cl-Wässer in unterschiedlichem Maße. Dieses Mischwasser wird durch die seit Jahrhunderten genutzten Solquellen repräsentiert (TDS < 17 g/l, 12–16 °C). In geringen Mengen steigt in einem tertiären Trachyt im Untergrund des Horstes eine Na-Cl-Thermalsole auf (TDS 20–21 g/l, 36–40 °C) auf, welche sich mit den aufsteigenden Na-Cl-Wässern und/oder oberflächennahem Grundwasser vermischen kann.

Schlüsselwörter

Bad Salzhausen, Vogelsberg, Oberrheingraben, Tertiär, Inversionsstruktur, Mineralquellen

Abstract

Title: The horst structure of Bad Salzhausen (Vogelsberg, Hessen, Germany) and its mineral springs (sheet 5519 Hungen)

Completely surrounded by volcanic rocks, clastic sediments of Oligocene to Miocene age are exposed in Nidda-Bad Salzhausen in the Vogelsberg area (Hessen, Germany, topographic sheet 5519 Hungen), discharging mineral waters of the Na-Cl type. Based on a critical evaluation of borehole profiles from the 19th and 20th century (kept in the archive of the state bath Bad Salzhausen), a new geological and tectonic interpretation is presented. Results show a NE–SW striking horst structure, exposing uplifted pre-volcanic Tertiary sediments (Oligocene, Miocene) within younger volcanic rocks and intra-volcanic sediments of Lower to Middle Miocene age. The horst structure of Salzhausen is an inversion structure with increased subsidence during Upper Oligocene and Lower Miocene proved by high sedimentation rates.

Geochemical interpretation of the mineral waters is based upon the interpretation of water analyses in combination with hydrogeological observations. Within the horst structure, NaCl thermal water (TDS 37 g/l, max. 35 °C) is circulating in rocks of Rotliegend age in the depth of 633–1000 m but does not have a natural hydraulic connection to the mineral water springs of Bad Salzhausen. In contrast, far away from the horst structure NaCl waters are generated by mixing of ascending water of Rotliegend type with ground water of the alkali-bicarbonate type. The NaCl waters migrate along normal faults to the horst structure where they

can ascend (TDS > 23 g/l, 17–18 °C). Near-surface, meteoric and low mineralized groundwater of the alkaline earth-bicarbonate type dilutes the ascending NaCl waters in varying proportions. This mixed water is represented by the saline springs which are used since several centuries (TDS < 17 g/l, 12–16 °C). Small quantities of a NaCl thermal brine are ascending in a Tertiary trachyte in the deeper part of the horst structure (TDS 20–21 g/l, 36–40 °C), which can mix with the uprising NaCl water and subsurface ground water, respectively.

Key words

Bad Salzhausen, Vogelsberg, Oberrheingraben, Tertiary, inversion structure, mineral springs

Gliederung

1	Einleitung	176
2	Geologischer und hydrogeologischer Rahmen	177
3	Geologie, Tektonik	181
	3.1 Rotliegendes	181
	3.2 Prävulkanisches Tertiär	186
	3.3 Vulkanite des Tertiärs	187
	3.4 Intravulkanisches Tertiär	188
	3.5 Quartär	189
	3.6 Tektonik	190
4	Mineralquellen	191
	4.1 Natürliche Mineralwasseraustritte, Schacht- und Bohrbrunnen	191
	4.2 Wasserchemie und -physik	198
5	Diskussion	201
6	Literatur	210
7	Anhang	221
	7.1 Georeferenzierte Karten	221
	7.2 Tabellarische Aufstellung der Bohrungen	223
	7.3 Tabellarische Aufstellung der Schachtbrunnen	235

1 Einleitung

Innerhalb des geschlossenen Verbreitungsgebiets der Vulkanite des Vogelsbergs stehen bei Bad Salzhausen (Bl. 5519 Hungen), heute Stadtteil von Nidda, klastische Sedimente des Oligozäns und Miozäns an, in denen Na-Cl-Mineralwässer austreten. Diese besondere Situation hat deshalb schon im 18. Jahrhundert das wissenschaftliche Interesse auf sich gezogen (z. B. KLIPSTEIN 1784). Seither sind eine Reihe von Arbeiten erschienen, die sich überwiegend mit der Herkunft der Salze im Mineralwasser und mit der tektonischen Situation der Struktur von Bad Salzhausen befassen. Die jüngste Darstellung zur Hydrogeologie stammt von HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008: 835–841).

In der vorliegenden Arbeit erfolgt eine geologisch-tektonische Neuinterpretation der Struktur von Bad Salzhausen. Grundlage hierfür ist die kritische Auswertung der im Archiv des Staatsbades Bad Salzhausen vorhandenen Bohrprofile aus dem 19. und 20. Jahrhundert, die durch eine Reihe weiterer, bereits publizierter Profile und Beobachtungen ergänzt werden. Im hydrogeologischen Teil der Arbeit werden zunächst anhand von Archivmaterial und publizierten Daten, die teilweise bis in das 17. Jahrhundert zurückgehen, die natürlichen und künstlichen Mineralwasseraustritte (Schacht- und Bohrbrunnen) dokumentiert. Wasseranalysen (aus dem Archiv des Staatsbades Bad Salzhausen, ergänzt um publizierte Daten) erlauben, in Verbindung mit hydrogeologischen Beobachtungen der Umgebung von Bad Salzhausen, eine geochemische und hydrodynamische Interpretation der Mineralwässer von Bad Salzhausen.

2 Geologischer und hydrogeologischer Rahmen

In naturräumlicher Hinsicht zählt Bad Salzhausen zum Westlichen Unteren Vogelsberg (SCHWENZER 1967), in geologischer Hinsicht zum südwestlichen Teil des Vogelsbergs, dem mit ca. 2.500 km² Fläche zusammenhängender vulkanischer Gesteine zweitgrößten Vulkangebiet Mitteleuropas, das mindestens 500 km³ vulkanische Förderprodukte umfaßt (EHRENBERG 1986). Der Vogelsberg selbst wiederum ist Teil eines großen Vulkangürtels in Mitteleuropa (Zentraleuropäische Vulkanprovinz bzw. Europäische Känozoische Vulkanprovinz), der von Spanien über das französische Massif Central über Eifel, Siebengebirge, Westerwald, Vogelsberg, Rhön und den Egergraben (Tschechische Republik) bis nach Polen (Schlesien) reicht. Kleinere, dazugehörige Verbreitungsgebiete von Vulkaniten sind Kaiserstuhl, Hegau, Uracher Vulkangebiet, das nördliche Ende des Oberrheingrabens, Nordhessen (Großraum Kassel) sowie die Heldburger Gangschar. Mit nur ganz vereinzelt Ausnahmen hat sich der Vulkanismus während des Tertiärs und Quartärs abgespielt. Radiometrische Datierungen (BOGAARD et al. 2001; BOGAARD & WÖRNER 2003; EHRENBERG et al. 1981; EHRENBERG et al. in DIEDERICH & EHRENBERG 1975; FUHRMANN & LIPPOLT 1987; HARRE et al. in SCHRICKE 1975; HORN et al. 1972; KREUZER et al. 1973; KREUZER et al. 1974; LIPPOLT et al. 1974) legen eine vulkanische Tätigkeit im Vogelsberg für die Zeit zwischen 19 und 12 Ma nahe. Dies entspricht dem Zeitraum Unteres bis Mittleres Miozän. Die Datierungen decken sich im wesentlichen mit biostratigraphischen Datierungen von Sedimenten (STEGEMANN 1964a, 1964b; HOTTENROTT 1985), doch gibt es auch

Belege für vormiozänen, nämlich aquitanen oder älteren Vulkanismus bei Nidda (EHRENBERG in EHRENBERG et al. 1981: 121). Moderne Datierungen von Mineralen und Gesteinsgrundmasse aus der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996, in Verbindung mit Daten der magnetischen Polarität, zeigen, daß sich das Maximum der vulkanischen Aktivität wohl in einem sehr viel kürzeren Zeitraum, nämlich vor ca. 18 bis 15 Ma, im Grenzbereich Unteres/Mittleres Miozän, abspielte (BOGAARD & WÖRNER 2003).

Wie auch die benachbarten Regionen war das Gebiet des späteren Vogelsbergs vor der Zeit des Vulkanismus durch bruchtektonische Vorgänge in einzelne Gesteinsschollen zerlegt worden. Im Norden und im Osten des Vogelsberges fanden solche Bewegungen bevorzugt an der Wende Jura/Kreide (142 Ma) im Rahmen der „jungkimmerischen Bewegungen“ statt, welche zur Bildung der sog. Hessischen Gräben führten (MÖBUS 2008). Einen sehr viel bedeutenderen Einfluß auf die Zerlegung des Untergrundes des Vogelsberges haben allerdings die Bewegungen gehabt, die zur Bildung des Oberrheingrabens und seiner nordöstlichen Fortsetzung, der Niederhessischen Tertiärsenke, geführt haben. Zwischen den beiden Senkungsgebieten liegt der Vogelsberg. Durch die Füllung der bei den tektonischen Vorgängen entstandenen, morphologischen Senken mit Sedimenten lassen sich diese Bewegungen zumindest teilweise datieren. Sie setzen mit dem Beginn des Alttertiärs vor 65 Ma an und setzen sich bis heute fort. Beispiele für prävulkanische Tief- bzw. Hochschollen sind das Butzbacher Becken und der Münzenberger Horst (KIRNBAUER 2007). Wurden Vogelsberg-Vulkanite auf Tiefschollen abgelagert, liegen die tertiären Sedimente unter den Vulkaniten. Der in der Nähe von Bad Salzhausen gelegene Horloff-Graben hingegen ist postvulkanisch und weist eine pliozäne Füllung auf; die Sedimente liegen hier auf den Vulkaniten. Die das Schollenmosaik trennenden Störungen und Störungszonen spielen als vertikale Verbindungszonen zwischen tiefen Aquiferen und hochgelegenen oder der Erdoberfläche eine bedeutende Rolle beim Aufstieg von Mineral- und Thermalwässern.

EHRENBERG & HICKETHIER (1985) werteten die vorhandenen geologischen Spezialkarten sowie Bohrungen aus und bestimmten die heutige Höhenlage der Unterkante der jeweils ältesten Vulkanite („Basaltbasis“) im Vogelsberg. Zentrales Element ihrer Karte ist eine von SW nach NE streichende Tiefscholle im Zentrum des Vogelsbergs, die sog. Hungen-Schotten-Tiefscholle: Hier liegt die Basis der Vulkanite unter 0 m über NN, und hier ist die Mächtigkeit der Vulkanite am größten. Eine innerhalb der Tiefscholle, in der Nähe des Taufsteins

1996 abgeteufte, 656,5 m tiefe Forschungsbohrung erreichte den prävulkanischen Untergrund nicht, sondern blieb in vulkanischen Serien stecken (KÖTT et al. 2001). Die beachtliche Höhe des Vogelsbergs mit max. 773,0 m über NN am Taufstein ist also Folge der enormen Mächtigkeit von über 700 m Vulkaniten. Nach NW und SE steigt die Vulkanitbasis staffelförmig an. Nördlich, östlich und südlich des Vogelsbergs liegt die Basis der Vulkanite teilweise über 350 m über NN, im SE sogar bei 450–550 m über NN. In einem kleinen Teilgebiet (bei Laubach) konnte DREHER (1996) durch Messungen des erdmagnetischen Totalfeldes die Existenz der Hungen-Schotten-Tiefscholle bestätigen, aber auch zeigen, daß diese wiederum in Teilschollen zerbrochen ist und die von EHRENBERG & HICKETHIER (1985) gegebene Darstellung somit sehr schematisch ist.

Innerhalb der Hungen-Schotten-Tiefscholle konstruieren EHRENBERG & HICKETHIER (1985) – zwischen Nidda und Hungen – einen etwa 5 km langen Horst mit N–S-Erstreckung. An dessen Südende liegt Bad Salzhausen; nach Norden erstreckt er sich etwa bis nach Rabertshausen. Innerhalb des Horstes liegt die Basis der Vulkanite nicht – wie in der Hungen-Schotten-Tiefscholle – bei < 0 m über NN, sondern bei 150–200 m über NN. In Bad Salzhausen sowie seiner unmittelbaren Umgebung liegt die Vulkanitbasis sogar so hoch, daß prävulkanische Gesteine an der Erdoberfläche austreichen. Dies ist nur in ganz wenigen Gebieten innerhalb des Vogelsbergs so.

Die basaltischen Gesteine haben eine große petrographisch-geochemische Variationsbreite. Die vorherrschenden Vulkanite im Vogelsberg sind Alkalibasalte und Tholeiite, die in mächtigen Lavaströmen auftreten. WITTENBECHER (1992), JUNG & MASBERG (1998) und BOGAARD & WÖRNER (2003) haben diese Gesteine geochemisch und isotopengeochemisch untersucht; beide Gesteinsgruppen entstammen der Teilaufschmelzung von Gesteinen des obersten Erdmantels. Überwiegend tholeiitische Basalte großflächiger Verbreitung wurden früher als „Trapp“ bezeichnet. Seltener sind die Basanite mit max. 45 % SiO_2 , primitive Magmen, die häufig Peridotiteinschlüsse enthalten. Differenzierte, SiO_2 -reichere Schmelzen treten in den heute aufgeschlossenen Teilen des Vogelsbergs nur untergeordnet auf, scheinen in den älteren, tieferliegenden Partien jedoch häufiger zu sein (NESBOR 2005; NESBOR & WONIK 2004). Bezogen auf den Chemismus, läßt sich im Vogelsberg eine grobe zeitliche Abfolge der einzelnen Vulkanite feststellen (BOGAARD & WÖRNER 2003; REISCHMANN & SCHRAFT 2009): Während der ältesten Phase I wiesen die Schmelzen eine große Spannbreite auf, die vom Basanit über Alkalibasalte bis hin zu weit differenzierten Gesteinen wie Trachyten reicht. In

der mittleren Phase II überwiegen Tholeiite und Alkalibasalte, während in der jüngsten Phase III Basanite auftreten, die von primitiven Alkalibasalten begleitet werden.

EHRENBERG et al. (1981) konnten zeigen, daß während des gesamten Zeitraums der vulkanischen Tätigkeit des Vogelsbergs Laven in unregelmäßiger Wechsellaagerung mit alkalibasaltischen und trachytischen Pyroklastiten gefördert wurden, wodurch sich ein größtenteils lagig aufgebautes, vulkanisches Gebirge ergibt. Daneben kam es zu Intrusionen alkalibasaltischer und trachytischer, selten tholeiitischer Schmelzen. Intrusionen erfolgten in die paläozoischen und triassischen Schichten im Untergrund des Vogelsbergs sowie in deren Deckschichten, nämlich in tertiäre Lockersedimente (früher auch als „Subeffusion“ bezeichnet) und in Pyroklastite und Laven (EHRENBERG 1986). Der Vogelsberg ist also nicht, wie seine schildartige Form und die radialstrahlig vom Oberwald verlaufenden Täler vermuten lassen, ein einzelner großer Vulkan, sondern eine komplex aufgebaute, vulkanische Region mit zahlreichen Eruptionstellen, von denen einige, wie der Basaltschlot von Münzenberg oder vom Friedberger Burgberg, sogar in den Randbereichen liegen.

Der Vogelsberg ist eines der wasserwirtschaftlich bedeutsamsten Gebiete in Hessen, weshalb die Hydrogeologie des Vogelsbergs in einem mehrjährigen Projekt untersucht wurde (LEBMAN et al. 2001). 49 Grund- und Quellwässer wurden von LEBMAN et al. (2001) geochemisch untersucht und einzelnen Grundwassertypen zugeordnet:

Der häufigste meteorische Grundwassertyp im Vogelsberg ist ein Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wasser. Bevorzugte Kationen sind $\text{Ca} > \text{Mg}$ ($\text{Na} > \text{K}$ sind untergeordnet); wichtigstes Anion ist das Hydrogencarbonat (Chlorid und Sulfat sind meist niedrig bis sehr niedrig). Diese Wässer verweilen wenige Jahre bis Jahrhunderte in ihrem Aquifer.

Tiefere Grundwässer sind Alkali-Hydrogencarbonat-Wässer, die mehrere Jahrtausende alt sind. Sie entstehen durch chemische Wechselwirkung mit den Vulkaniten, vor allem den darin enthaltenen Zeolithen (auf die Bedeutung solcher Ionenaustauschvorgänge hatte bereits SCHARPFF 1972: 165 hingewiesen). Bevorzugtes Kation ist hier Na ($\text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$ sind untergeordnet). Typisch sind hohe bis sehr hohe pH-Werte bis zu 10.

Vor allem im SW des Vogelsbergs treten an verschiedenen Stellen Na-Cl-Mineralwässer aus. Als Mineralwässer werden Wässer verstanden, die einen

geogenen Gehalt an gelösten festen Bestandteilen von ≥ 1.000 mg/kg enthalten. Eine dieser Stellen ist Bad Salzhausen.

3 Geologie, Tektonik

Eine erste Kartierung (im Maßstab 1 : 50.000) hat TASCHÉ (1854) vorgelegt, die nahezu unverändert von DIEFFENBACH (1856) in die Section II (Giessen) der Geologischen Special-Karte des mittelhessischen geologischen Vereins übernommen worden ist (Abb. 1, 2). Im Maßstab 1 : 25.000 wurde Bad Salzhausen und Umgebung dann im Rahmen der Kartierung des hessischen Blattes Hungen von SCHOTTLER kartiert (Abschluß der Kartierarbeiten 1919) und zwei Jahre später gemeinsam mit dem Erläuterungsheft veröffentlicht (SCHOTTLER 1921 a, b).

In der vorliegenden Arbeit erfolgt eine geologische und tektonische Neuinterpretation, basierend auf den vorhandenen und z. T. neu interpretierten Bohrdaten, die im Anhang (7.2) zusammengestellt sind. Eine geologisch-tektonische Skizze der Neuinterpretation sowie ein Profil zeigen die Abb. 3 und 4.

Am Aufbau des Untergrundes von Bad Salzhausen sind Sedimentgesteine des Rotliegenden, klastische Sedimente des prävulkanischen Tertiärs, Vulkanite des Tertiärs sowie Sedimente innerhalb des vulkanischen Tertiärs (intravulkanisches Tertiär) beteiligt.

3.1 Rotliegendes

Überwiegend feinklastische Sedimente des Rotliegenden (Ton-, Schluff- und Sandsteine) wurden lediglich in den Tiefbohrungen 5519/2351 (Erste Lepsius-Tiefbohrung) und 5519/727 (Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975/1976) in einer Mindestmächtigkeit von 400 m angetroffen. Sie zählen zur Bleichenbach-Formation (KOWALCZYK 1983: 42 und mdl. Mitt.). Ob „zahlreiche Einschlüsse von Sandstein“ in den Basalten der Alteburg N Nidda (Bl. 5520 Nidda) dem Rotliegenden oder aber dem Buntsandstein (CREDNER 1849: 41; TASCHÉ 1849a: 35) zugehörig sind, muß offen bleiben. Die nächstgelegenen Rotliegend-Vorkommen treten knapp 5 km nördlich von Bad Salzhausen bei Rabertshausen auf (DIEFFENBACH 1856; SCHOTTLER 1921a: 12–13).

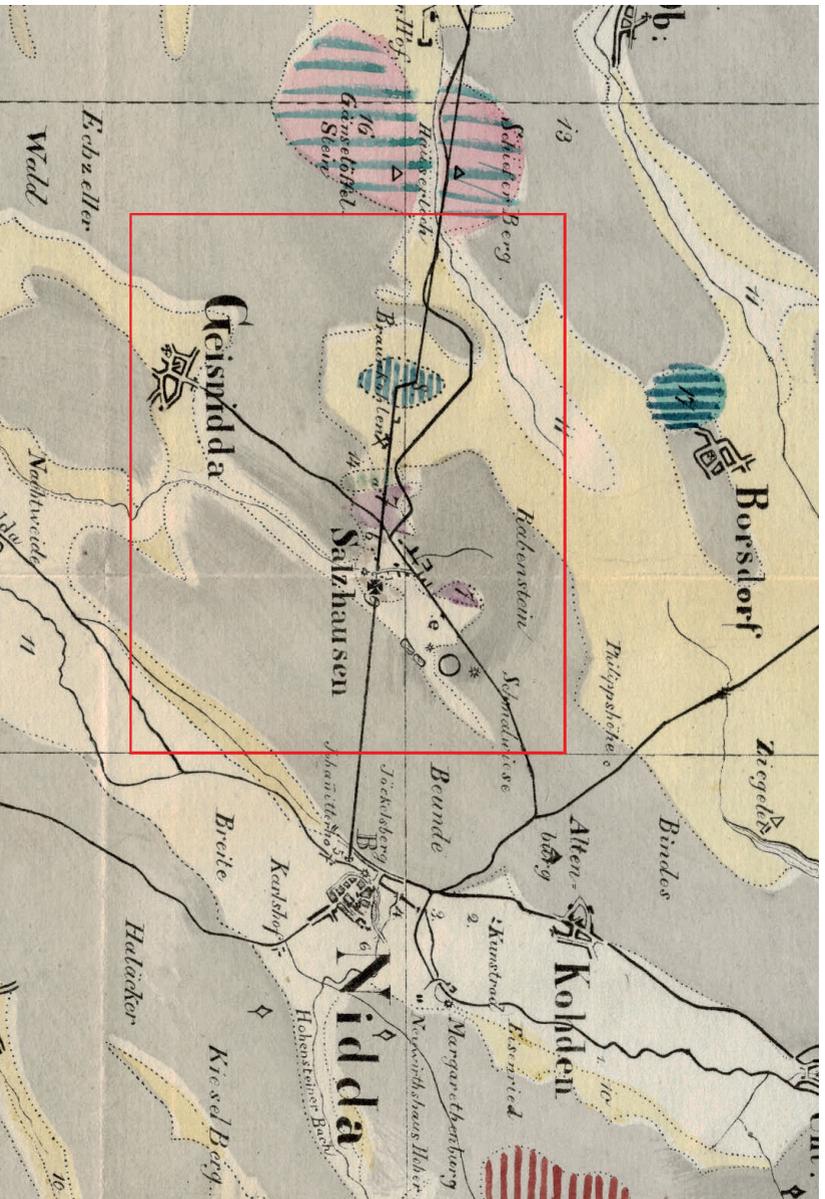


Abb. 1: Handkolorierte „Petrographische Karte der Umgebung von Salzhausen“ 1 : 50.000 (Ausschnitt aus TASCHÉ 1854); der rote Rahmen bezieht sich auf den in Abb. 2 dargestellten Kartenausschnitt. 7 = „Braunkohlensand, oberer Braunkohlensand“, 8 = „Branpkohle“, 9 = „Torf“, 10 = „Lehm“, 11 = „Thalbildung“, 14 = „Basaltuff“.

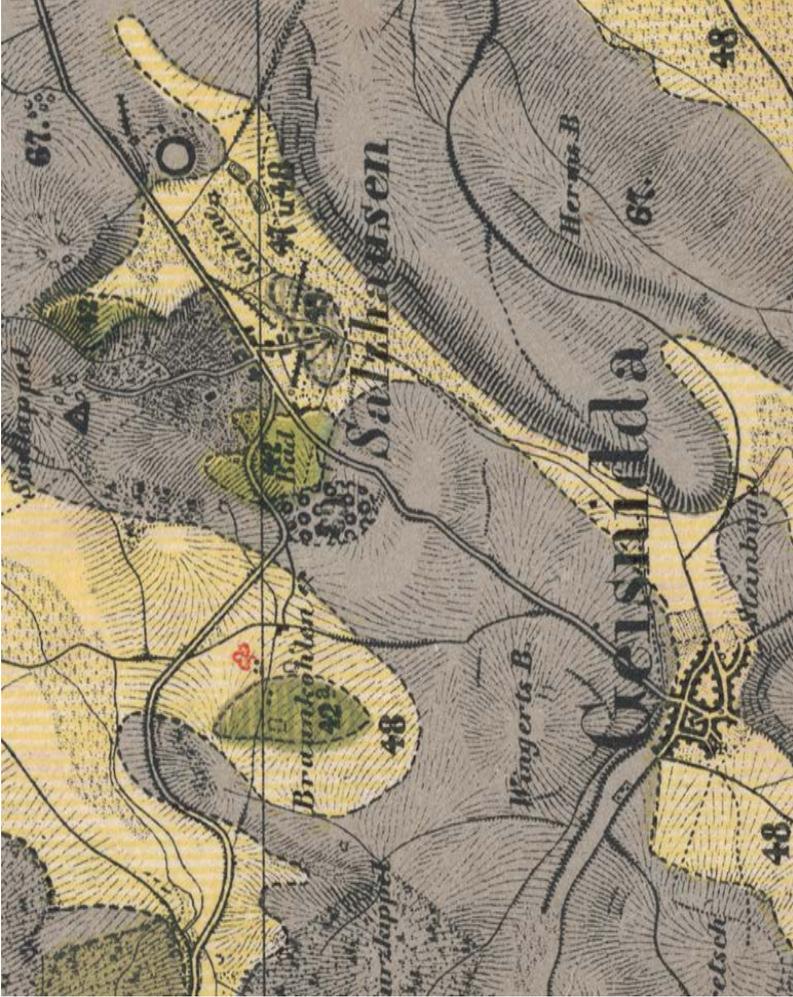
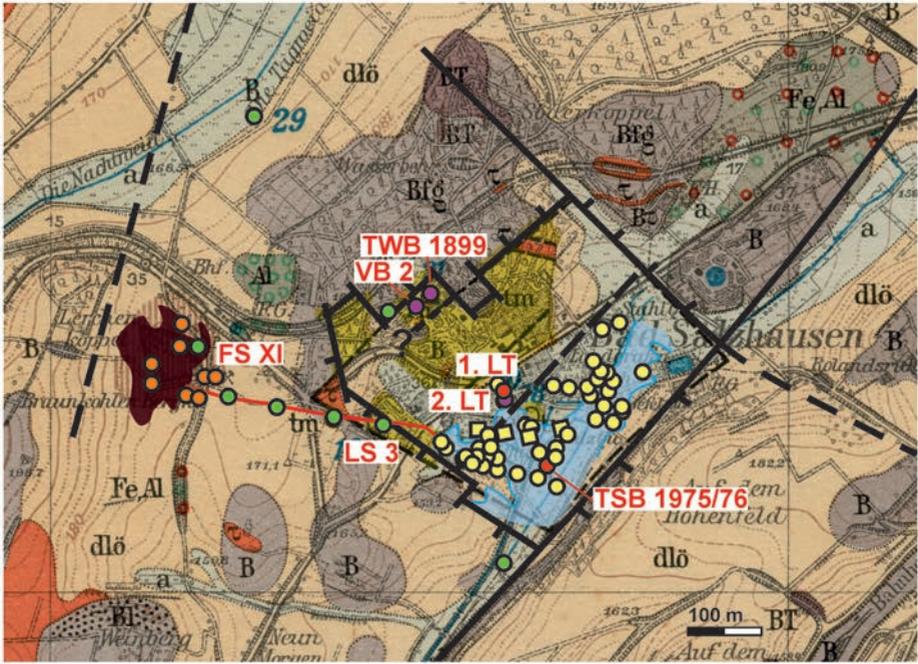


Abb. 2: Ausschnitt aus der handkolorierten Geologischen Specialkarte des Großherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete 1:50.000, Section Gießen (DIEFFENBACH 1856), vergrößert. 42 = „Blättersandstein“. 42a = „Braunkohlent.“. 47+48 = „jüngeres Diluvium“. 49 = „Torf“. 67 = „Basalt“. 69 = „Basalttruff“.



- Bohrung/Schacht, ET im Rotliegenden
- Bohrung/Schacht, ET im prävolkan. Tertiär
- Bohrung/Schacht, ET in basalt. Vulkaniten
- Bohrung/Schacht, ET im Trachyt
- Stollen des Braunkohlenbergwerks
- Bohrung/Schacht, ET in intrabasalt. Sed.

Abb. 3: Geologisch-tektonische Neuinterpretation der Geologie von Bad Salzhausen, auf der Grundlage der Karte von SCHOTTLER (1921b). Gelb = Prävolkanisches Tertiär; violett und rotbraun = Vulkanite; beige = Löß. Dunkelbraun = Braunkohle/intravulkanische Sedimente nach KIRCHHEIMER (1955). Hellblau = Mineralwasser in 20 m Teufe nach FLATHE & HOMILIUS (1972). Kreise = Bohrungen; Quadrate = Schachtbrunnen. Bezeichnungen wichtiger Bohrungen: LS 3 = Brg. im Lichtschacht 3 des Stollens und FS XI = Brg. von der Sohle von Förderschacht XI des Braunkohlenbergwerks; TWB 1899 = Trinkwasser-Brg. 1988 und VB 2 = Versuchsbohrung 2 am Schäfersteich; 1. LT = Erste und 2. LT = Zweite Lepsius-Tiefbohrung; TSB 1975/76 = Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975–1976.

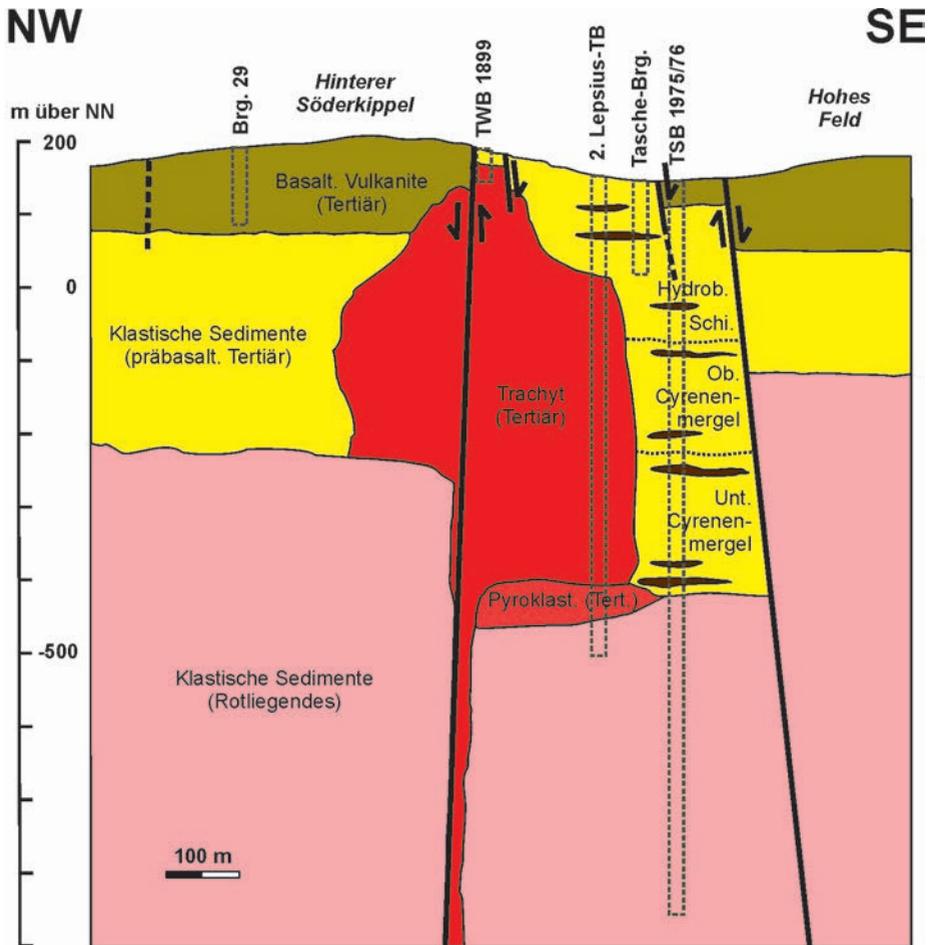


Abb. 4: Hypothetisches NW–SE-Profil durch den Horst von Bad Salzhausen. Bohrungen sind gestrichelt dargestellt. Brg. 29 = Bohrung bei Borsdorf (SCHOTTLER 1929: 103–104), Lage s. Abb. 3; TWB 1899 = Trinkwasser-Brg. von 1899 am Schäfersteich; 2. Lepsius-TB = Zweite Lepsius-Tiefbohrung; TSB 1975/76 = Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975–1976.

3.2 Prävulkanisches Tertiär

Im Hangenden der Rotliegend-Sedimente und im Liegenden der vulkanischen Serien treten bei Bad Salzhausen klastische Sedimente des Oligozäns und Miozäns auf. Am vollständigsten wurden die Sedimente in der Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975/1976 angetroffen. Unter 42 m zersetzten Vulkaniten wurden 579 m (Schichtenverzeichnis Wiegand) bzw. 538 m (nach Gamma-Ray-Log, EHRENBERG & HICKETHIER 1985: 102) bzw. 529 m (HOTTENROTT 1985: 76) tertiäre Sedimente erbohrt. In den tertiären Sedimenten wurden insgesamt sechs Braunkohlenhorizonte durchörtert, die HOTTENROTT (1985, 1988: 129–131) pollenstratigraphisch datieren konnte:

- „Hydrobienenbild“ (vermutlich Untere Hydrobienen-Schichten): bei ca. 180 m
- „Oberes Cyrenenbild“: bei ca. 230 m und 352–354 m
- „Unteres Cyrenenbild“: bei 392–400 m, 533–535 m und 542–548 m

Unteres und Oberes „Cyrenenbild“ (Cyrenenmergel-Gruppe) gehören an die Wende Unter-/ Ober-Oligozän (Chattium/Rupelium), das „Hydrobienenbild“ (heute: Wiesbaden-Formation) umfaßt Teile des Aquitaniums und des Burdigaliums (Unter-Miozän) (HOTTENROTT & MARTINI in GRIMM 2011: 264–265, 294, 295). Die über dem oberen Braunkohlenhorizont angetroffenen Sedimente werden heute zur Hombergohm-Formation gezählt (HOTTENROTT & MARTINI in GRIMM 2011: 295–296). Braunkohlen in den prävulkanischen, tertiären Sedimenten waren bereits 1856–1858 im von TASCHÉ angesetzten Bohrloch Salzhausen (Brg. 5519/2348) und 1906–1908 in der Zweiten Lepsius-Tiefbohrung (Brg. 5519/2350) angetroffen worden.

Sowohl die Sedimente der Cyrenenmergel-Gruppe als auch die der Wiesbaden-Formation treten in der Thermalsolebohrung in ungewöhnlich hohen Mächtigkeiten auf. So besitzen die „Cyrenenmergel“ bei Bad Salzhausen eine mindestens dreimal so hohe Mächtigkeit wie die „Cyrenenmergel“ bei Lich (HOTTENROTT 1985: 79). Die Sedimentakkumulation belegt für die Region von Bad Salzhausen eine verstärkte Subsidenz für die Zeit zwischen Oberem Oligozän und Unterem Miozän.

Das prävulkanische Tertiär war früher in mehreren Sandgruben aufgeschlossen. In der „Sandkaute hinter den Curanlagen“ konnte TASCHÉ (1847: 16) „deutlich“ erkennen, daß Basalt „über dem Sand“ lag. Die tertiären Sedimente wurden „durch Tagebau und zwar auf regelmässige Weise durch Bergleute gewonnen, die im Gedinge bezahlt“ wurden.

Die Sande wurden als Baumaterial, als Wegematerial (Gartenwege) sowie als Streu- und Reibsand genutzt (TASCHE 1854: 97–98), während sandige Tonlagen von Töpfern der Umgegend als „Töpfererde“ gesucht waren (TASCHE 1854: 98) und zumindest im 18. Jahrhundert als Mörtel „zum Bewurf der Gebäude gebraucht“ wurden (KLIPSTEIN 1784: 41). Eine „Sandkaute“ und eine „Lehmgrube“ sind im „Plan des Kurgartens zu Salzhausen“ eingezeichnet (BINDERNAGEL um 1830), eine „Steinkaute“ in einem nicht datierten und nur in Kopie vorliegenden „Grundriss der Saline und des Sodengutes Salzhausen“ (um 1820).

Die Sedimente des prävulkanischen Tertiärs wurden in zahlreichen, flachen Bohrungen im Bereich des Kurparks angetroffen; einige der flach gefaßten Brunnen nutzen das in diesen Sedimenten zirkulierende Mineralwasser, so die Nibelungenquelle und die Roland-Krug-Quelle. Wegen ihrer Wasserführung waren die sandigen Sedimente als instabiler „Schwimmsand“ gefürchtet (z. B. KLIPSTEIN 1784: 41).

3.3 Vulkanite des Tertiärs

Vorwiegend basaltische, effusive Vulkanite und Vulkaniklastite prägen die Geologie der unmittelbaren Umgebung von Bad Salzhausen. Solche Gesteine sind z. B. an den Söderköppeln aufgeschlossen. Die Position der Vulkanite im Hangenden der prävulkanischen Sedimente konnte erstmals mit dem Bohrloch im Lichtschacht 3 des Wasserlösestollens des Braunkohlenbergwerks (Bohrung in den Jahren 1821/22 und 1839/41) belegt werden: Dort folgen unter 95 m „basaltischer Tuffe“ 60 m tertiäre Tone und Sande. Auch in der Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975–1976 wurden bis 42 m Teufe „intensiv zersetzte Vulkanite“ angetroffen.

Ein früher als „Phonolith“ angesprochener Trachyt ist in vier Bohrungen angetroffen worden:

- Trinkwasser-Bohrung von 1899 am Schäfersteich im Kurpark (= „Vorbohrung“ am Schäfersteich 1900, LEPSIUS 1902: 3), durch einen Schacht weiter erkundet
- Versuchs-Bohrloch 2 von 1900, ca. 50 m SW des Schachts am Schäfersteich (= „Vorbohrung“, 50 m vom Schäfersteich entfernt, LEPSIUS 1902: 4)
- Erste Lepsius-Tiefbohrung von 1900–1901 = Tiefbohrung I (Brg. 5519/2351)
- Zweite Lepsius-Tiefbohrung von 1906–1908 (Brg. 5519/2350)

Das vollständigste Profil wurde in der Zweiten Lepsius-Tiefbohrung angetroffen. Im Hangenden der Sandsteine und Tone des Rotliegenden folgen 5 m pyroklastische Vulkanite („Tuff“) und smektitreiche Gesteine („Bolos“) vermutlich phonolithischer bzw. trachytischer Zusammensetzung (SCHOTTLER 1931: 23–24). Die wahre Natur der darüber folgenden 32 m ist unsicher. SCHOTTLER (1921a: 99) beschreibt von hier einen braunen, durch Eisenoxide und -hydroxide schwach verkitteten Sand „mit kleinen weissen Kalkbröckchen“ und setzt hinzu: „Tuffit“. SCHOTTLER (1931: 23) ergänzt, man müsse sich einen „Sand mit Kalkeinlagerungen vorstellen“, in den „ein Tuffband“ eingelagert sei. Über dieser wohl vulkanisch beeinflussten, sedimentären Abfolge wurde der Trachyt in einer Mächtigkeit von 446,2 m erbohrt. Im Hangenden des Trachyts folgen 123,6 m tertiäre Sedimente.

Wie die unterschiedliche Höhenlage von tertiären Sedimenten und Trachyt in den beiden Bohrungen am Schäfersteich einerseits und den beiden Lepsius-Tiefbohrungen andererseits zeigt, ist der Trachyt von postvulkanischen Störungen betroffen (SCHOTTLER 1925: 23).

Westlich von Bad Salzhausen ist ein vermutlich ähnlich alter Trachyt am Häuser Hof bzw. Häuserhof S Oberwiddersheim aufgeschlossen; dort wurde er früher im Steinbruchbetrieb abgebaut (TASCHE 1853: 6, 1854: 120; SCHOTTLER 1925: 50, SCHOTTLER et al. 1926: 2–3). Chemische Analysen des Trachyts vom Häuserhof finden sich in EHRENBERG (1986: 29) und REISCHMANN & SCHRAFT (2009: 14). Der Trachyt vom Häuser Hof hat ein K/Ar-Alter von $18,0 \pm 0,6$ Ma (EHRENBERG 1986: 29 unter Verweis auf einen Vortrag von LIPPOLT et al., in dessen Kurzfassung – LIPPOLT et al. 1973 – das Alter aber nicht aufgeführt wird).

SCHOTTLER (1931: 23–25) interpretiert den Trachyt von Bad Salzhausen als effusiv, während HUMMEL (1929: 108–109) und EHRENBERG & HICKETHIER (1985: 102) eine intrusive Natur annehmen. Vorausgesetzt, er habe ein ähnliches Alter wie der Trachyt vom Häuser Hof, ist er auf jeden Fall jünger als die in der benachbarten Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975/1976 erbohrten Sedimente der Cyrenenmergel-Gruppe und der Wiesbaden-Formation, die ein Alter von ca. 30–22 Ma haben (STD 2002). Die im Liegenden des Trachyts erbohrten pyroklastischen Sedimente sprechen m. E. dafür, daß es sich um ein effusives Vorkommen handelt.

3.4 Intravulkanisches Tertiär

Sedimente innerhalb der vulkanischen Abfolge werden hier als intravulkanisches Tertiär zusammengefaßt. Am besten waren sie im Braunkohlenbergwerk westlich

von Bad Salzhausen aufgeschlossen. Ein zusammengesetztes vertikales Profil, basierend auf den Grubenaufschlüssen sowie einer 1849 von TASCHE von der Sohle von Förderschacht XI in 35 m Teufe abgeteufte Bohrung zeigt, daß unter plastischen Tonen, Braunkohlen und tonigem „Sphärosiderit“ Basalt folgt (TASCHE 1849a, 1854, 1859; SCHOTTLER 1921a: 104). Der von ESE nach WNW verlaufende Wasserlösestollen des Braunkohlenbergwerks schloß diese Abfolge in seinem horizontalen Profil auf (TASCHE 1854: 118–119; SCHOTTLER 1921a: 106; SCHOTTLER et al. 1926: 2–4). Das Profil des Stefanie-Schachts (KIRCHHEIMER 1955: 52) belegt, daß im Hangenden der Braunkohlen 11,5 m bunte, tonige „Tuffite“ folgen, die Sedimente also in die vulkanischen Serien eingeschaltet sind.

Das Bad Salzhausener Braunkohlenvorkommen hatte eine Erstreckung von ca. 275 x 215 m und eine Mächtigkeit von bis 25 m und somit ein Volumen von ca. 400.000 m³ (KIRCHHEIMER 1955). Unter 25 m „Humuskohle“, häufig mit gut erhaltenen Holzstämmen, folgen wenige cm bis 1,5 m „Karpolithenkohle“, darunter bis 11 m „Blätterkohle“. Das Pollenspektrum der Braunkohle zeigt das „Salzhausener Bild“, was nach HOTTENROTT (1985: 80) dem jüngsten Miozän, wohl dem Oberen Badenium, entspricht. Nach einer Revision der Florenliste stufen MAI & GREGOR (1982) die Braunkohle als Mittleres Miozän ein. In der STD 2002 werden die „Salzhausen-Schichten“ zum Oberen Langhium (Mittleres Miozän) gezählt. Sie haben damit ein Alter von ca. 15 Ma.

3.5 Quartär

Im Talkessel von Bad Salzhausen werden die tertiären Gesteine von 6–9 m mächtigen, quartären Sedimenten überlagert. Bemerkenswert sind zwei Torfhorizonte, von denen einer zeitweilig auch abgebaut worden ist. Die maximale Mächtigkeit des Torfs betrug 5,00–6,25 m; sie setzt sich zusammen aus einem Horizont von ca. 2 m Mächtigkeit (max. 5 m) und einem zweiten mit einer konstanten Mächtigkeit von ca. 0,5 m (TASCHE 1853: 6, 1854: 80). Dieser „Stinkturf“ war bereits KLIPSTEIN (1784: 41) bekannt. Die Verbreitung des Torfs ist in den Karten von TASCHE (1854) und DIEFFENBACH (1856) eingetragen (Abb. 1, 2). An manchen Stellen fand sich Raseneisenstein.

Aus dem Wasser des Bergwerksstollens schied sich Travertin („Kalktuff“) über Moos aus (TASCHE 1854: 80). Bei den „Sinterbildungen“ an den Pumpwerken und Solenleitungen konnte TASCHE 1854: (76–77) die Beteiligung von Mikroorganismen („Conserven“) beobachten. LUDWIG & THEOBALD (1852: 105) nennen für Salzhausen und andere Salzwässer der Region folgende, CaCO₃-abscheidende

Organismen: *Rhizodium salinum*, *R. interruptum*, *R. citoreum*, *Vaucheria clavata*, *V. sessilis*, *V. dichotoma*, *Oscillaria natans*, *O. antliaria* etc., und speziell für Bad Salzhausen die Alge *Phormidium thinoderma* KÜTZING. Versinterete Dornwände („Griessteine“) sind als Ziereinfassung am „Marienbrunnchen“, der Süßwasserquelle hinter dem Parksaal, verwendet worden (LENTZ 1970: 38, 39), wo sie noch heute vorhanden sind.

3.6 Tektonik

Die geologische Neuinterpretation (Abb. 3) zeigt, daß es sich bei der Struktur von Bad Salzhausen in formaler Hinsicht um einen Horst handelt, bei dem in einer NE–SW-streichenden Hochscholle prävulkanisches Tertiär gegenüber den umgebenden, jüngeren Vulkaniten und den intravulkanischen Sedimenten herausgehoben worden ist. Ich nenne die Struktur deshalb den „Horst von Bad Salzhausen“.

Nachdem zuerst CHELIUS (1905: 35) von einem „schmalen tektonischen Graben“ gesprochen hatte, behauptete dann später SCHOTTLER (1921a: 5), „der kleine Talkessel von Bad Salzhausen“ sei wie die Horloffsenke durch postvulkanische „Einbrüche entstanden“. Diese falsche Auffassung hat sich bis in die jüngste Zeit aufrechterhalten (z. B. HÖLTING in KÄSS & KÄSS 2008: 835 im aktuellen Deutschen Bäderbuch). Lediglich HUMMEL (1924: 68, 69; 1929: 108) hat dem widersprochen und erkannt, daß ein Horst vorliegt. SCHOTTLER reagierte auf die Kritik von HUMMEL in mehreren Veröffentlichungen (SCHOTTLER 1925, 1926, 1931, SCHOTTLER et al. 1926), scheiterte aber an einer zutreffenden Interpretation, weil er nicht erkannte, daß die Struktur zur Zeit des prävulkanischen Tertiärs als Tiefscholle und heute als Hochscholle anzusprechen ist, es sich also um eine Inversionsstruktur handelt.

Bereits oben wurde festgestellt, daß Bad Salzhausen in einer tektonischen Ausnahmesituation liegt. Im Gegensatz zur gesamten Umgebung, die Teil der Hungen-Schotten-Tiefscholle sensu EHRENBERG & HICKETHIER (1985) ist und in der die Liegendgrenze der Vulkanite auf ein Niveau von < 0 m über NN beschränkt ist, liegt diese Grenze in der unmittelbaren Umgebung von Bad Salzhausen sehr viel höher, nämlich bei 150–200 m über NN, ja, in Bad Salzhausen streichen die prävulkanischen Gesteine sogar an der Erdoberfläche aus. EHRENBERG & HICKETHIER (1985) konstruieren deshalb – zwischen Nidda und Hungen – einen etwa 5 km langen Horst mit N–S-Erstreckung, etwa zwischen Bad Salz-

hausen im Süden und Rabertshausen im Norden gelegen. Die genauen Grenzen dieser Horststruktur sind allerdings völlig unbekannt.

Mit großer Sicherheit kann die SW-Abschiebung des Horstes von Bad Salzhausen an zwei Stellen festgelegt werden. Im nordwestlichen Teil wird sie vom 632,5 m langen Wasserlösestollen (in Rot dargestellt in Abb. 3) bei 172,5 m durchörtert (TASCHE 1854: 118–119; SCHOTTLER 1921a: 106). Weiter im SE wird sie durch vier Süßwasserbrunnen-Profile (SCHOTTLER 1921a: 104–105) determiniert, die bereits in der Tiefscholle liegen. Leidlich fundiert ist die Lage der vermutlich verspringenden NW-Abschiebung durch die Kartierung von SCHOTTLER (1921b). Die SE-Begrenzung des Horstes, bereits in SCHOTTLER (1921b) dargestellt, wird sehr deutlich durch die SE-Grenze des Mineralwassers markiert. Auch die nordöstliche Abschiebung ist durch die Grenze zwischen den prävulkanischen, tertiären Sedimenten im Horst und den Vulkaniten im NE relativ gut bestimmbar, so daß der Aussage von HUMMEL (1924: 68) – „Über die Einzelheiten des Baues dieses tektonischen Gebildes bleibt freilich noch ziemlich alles im Unklaren.“ – heute nicht mehr restlos zugestimmt werden kann.

Der Horst von Bad Salzhausen ist durch eine NE–SW-streichende Abschiebung in eine nordwestliche und eine südöstliche Scholle gegliedert. In der nordwestlichen Scholle ist der tertiäre Trachyt in vier Bohrungen angetroffen worden; die darüber liegenden prävulkanischen Sedimente haben relativ geringe Mächtigkeiten (< 150 m) und sind frei von Mineralwasser. In der südöstlichen Scholle hingegen ist der Trachyt nicht erbohrt worden; die tertiären Sedimente weisen hier hohe Mächtigkeiten (> 500 m) auf und führen oberflächennah Mineralwasser.

4 Mineralquellen

4.1 Natürliche Mineralwasseraustritte, Schacht- und Bohrbrunnen

Heute sind die Bad Salzhausener Mineralquellen durch Bohrungen gefaßt. In früheren Jahrtausenden traten die Quellen in einer Höhe von ca. 140 bis 145 m über NN natürlich zu Tage. Bis zum Bau eines gemauerten Entwässerungsgrabens vom Salzhausener Talkessel Richtung Geiß-Nidda war der gesamte Talkessel selbst „im heis[s]esten Sommer ein Sumpf“ (LANGSDORF 1788: 428). Noch in der 1. Hälfte des 19. Jahrhunderts sah man – neben den gefaßten Quellen – „an vielen Orten noch kleine Quellen im Wiesengrunde sich ergies[s]en, welche durch den rothgelben, in ihrem Umfange verbreiteten Niederschlag, ihren mineralischen



Abb. 5: Mineralwasseraustritt an der Stelle der Zweiten Lepsius-Tiefbohrung. Das Wasser setzt charakteristische, ockerfarbene bis rotbraune eisenoxid-/hydroxid-haltige Schlämme bzw. Sinter ab. Die Stelle wird von Salzflora besiedelt, im Bild Strand-Dreizack (*Triglochin maritima*), der in seinen Blättern Salz anreichert.

Gehalt verrathen“ (GRAFF 1825: 4). Abb. 5 zeigt einen solchen Wasseraustritt mit Salzflora an der Stelle der Zweiten Lepsius-Tiefbohrung.

Spätestens im 16. Jahrhundert, doch vermutlich bereits sehr viel früher, wurden künstliche Wasseraustritte („Brunnen“) angelegt, um Quantität und Qualität des Mineralwassers zu verbessern. Bis zum 18. Jahrhunderts wurden dafür wenige Meter tiefe, runde oder eckige Schächte gegraben („Schachtbrunnen“); seit dieser Zeit ging man dann immer mehr dazu über, nach dem Wasser zu bohren („Bohrbrunnen“). Von LANGSDORF (1788: 422–423) ist die von ihm genutzte Technik des Brunnengrabens überliefert: Vor dem Ausheben des Bodens bzw. Lockergesteins ließ er rings um die geplanten Schachtbrunnen Buchenholzpfähle 5,25–7,5 m tief in den morastigen Untergrund einrammen, um die Standfestigkeit der Grube zu gewährleisten.

Die Anzahl von Schacht- und Bohrbrunnen wechselte im Laufe der Zeit. Lückenhafte historische Nachrichten sowie sich im Laufe der Zeit ändernde Bezeichnungen bzw. Numerierungen der Brunnen verhindern es, retrospektiv die Geschichte der heute existierenden Brunnen lückenlos zu verfolgen. Dennoch gelingt es, einzelne Brunnen bis in das 17. Jahrhundert zurückzuverfolgen.

Während THÖLDE (1603: 153, 1612: 189–190) und DILICH (1605: 91) von einem Brunnen in Salzhausen berichten, geben KLIPSTEIN (1784: 47) und WOLF (2003: 152) für die Zeit um 1605 drei Salzbrunnen an. 1623 oder 1629 wird eine neue „Hauptquelle“ erbohrt (BLÖCHER 1931: 68; KLIPSTEIN 1788: 392; WOLF 2003: 152 nach HStA Darmstadt), wobei unklar bleibt, ob es sich tatsächlich um einen neuen Brunnen handelt oder ein alter neu aufgegraben wird. 1697 werden wiederum drei Brunnen angegeben (WINKELMANN 1697: 72). Späteren Angaben zufolge muß es sich bei diesen dreien um den „Alten Brunnen“, den „Radbrunnen“ und den „Kleinen Brunnen“ handeln. 1729 wurde der „Kleine Brunnen“ neu aufgegraben und wurde damit zum „besten“ der vorhandenen drei Brunnen. Der Brunnen-schacht hatte eine Teufe von 6,25 m und einen Durchmesser von 1,5 m (oben) bzw. 1,38 m (unten). Der Schacht lief innerhalb von 24 Stunden voll Mineralwasser (KLIPSTEIN 1788: 392). Etwa 10 m davon entfernt „that sich auch eine neue Quelle hervor“, in der „etwas nachgegraben“ wurde (KLIPSTEIN 1788: 392). Ein weiterer Brunnen kam 1730 „zu Stande, vermutlich in der Nähe des kleinen Brunnens, wo man voriges Jahr die Quelle entdeckt hatte“ (KLIPSTEIN 1788: 392). Wie auch immer, 1734 existierten vier Brunnen, über die „Häuser [...] gebaut“ wurden (KLIPSTEIN 1788: 394). Diese Angabe wird durch ein Inventar im HStA Darmstadt aus dem Jahre 1737 bestätigt, das drei kleine Brunnenhäuser, „worin sich die drey alte Saltzbronnen befinden“, und ein neues Brunnen- bzw. Kunsthaus, in dem sich der große neue Brunnen befindet, auflistet (KÖBRICH 1931: 12) – damit ist das Kunsthaus mit dem späteren Brunnen V gemeint (Anhang 7.2). Auch 1745 und 1770 sind vier Brunnen vorhanden (KLIPSTEIN 1788: 395–396, 398), von denen nun die Namen überliefert sind: 1) Alter Brunnen: „reichlich 2 Grad“ Salz, aber schwacher Zufluß; 2) Kleiner Brunnen: ca. 1,5 Grad Salz, und schwächerer Zufluß; 3) Radbrunnen, so tief wie der Kleine Brunnen, aber stärkerer Zufluß; 4) Neuer Brunnen (Brunnen V heutiger Zählung): gut 7,5 m tief, in der Güte wie der Kleine Brunnen und der Radbrunnen, aber bei weitem der stärkste, er lieferte jährlich 8.800 Zentner Salz.

Die vier Schachtbrunnen existierten auch noch 1776 (LANGSDORF 1788: 421). LANGSDORF wollte sie wegen des zu geringen Salzgehalts neu fassen. Beim Radbrunnen mißlang ihm das, weil es der erste Versuch war, bei zweien gelang es ihm. Beim vierten Brunnen (Brunnen V) versuchte er es nicht „wegen des über denselben gebauten ungeheuren Hauses“ (LANGSDORF 1788: 422–423), womit nur das Kunsthaus gemeint sein kann. LANGSDORF ließ „theils durch kleine Absenkungen, theils durchs Bohren nach Salzquellen suchen“ und erreichte dadurch

immerhin bis zu 20,0–22,5 m Tiefe. Da er „zwar überall Salzquellen, aber nie eine reichhaltigere“ fand, beschloß er, neue Schachtbrunnen zu fassen „und mit dem Gehalte von 1 Loth zufrieden zu seyn“ (= 1 % Salzgehalt). Beim Ausheben der Brunnenschächte hinderte ihn vor allem Triebsand, tiefer als 9,25 m zu kommen. Dies war umso ärgerlicher, weil er feststellte, „daß nämlich die Quantität der quellenden Soole in grös[s]erer Tiefe immer beträchtlicher wurde“ (LANGSDORF 1788: 424). Im Jahre 1781 wurde ein fünfter Brunnen mit einer „Mauer“ gefaßt (K. C. LANGSDORF 1784: 17–18). Um 1788 standen dann sieben oder acht Schachtbrunnen zur Versorgung der Saline zur Verfügung: Während LANGSDORF (1788: 423) von sieben Brunnen spricht, die er „habe abteuffen lassen“, gibt LANGSDORF (1788: 425) „acht Salzbrunnen“ an. Im „Situations-Riß des Hessischen Salzwerks zu Salzhausen“ (LANGSDORF 1788: Taf. II) können sieben „Salzbrunnen“ identifiziert werden, die den späteren Brunnen I, III, V, VI und VII, der Schwefelquelle sowie einem später nicht mehr bekannten Brunnen entsprechen (Abb. 7). Nimmt man die Angabe, daß sich der Radbrunnen „unter der großen Windmühle“ befand (LANGSDORF 1788: 422), wörtlich, kommt man auf acht Brunnen. Bereits SCHARPFF (1972) hatte eine Zuordnung dieser Brunnen versucht, war aber zu teilweise anderen Ergebnisse gelangt.

Eine Beschreibung des Zustands zu Beginn des 19. Jahrhunderts gibt WILLE 1828 (145–146): „Sämtliche Sool- und zugleich Kunstschächte sind in gelblichen Triebsand abgeteuft, und besitzen eine Teufe von 30–32' [= 7,5–8,0 m], liegen alle fast in gleichem Niveau auf einer nicht großen Fläche. Sie sind ausgezimmert, dabei 18–25' [= 4,5–6,25 m] ins Quadrat weit.“ Auf Ansichten aus der Zeit um 1830 und um 1850 (Abb. 7, 8) lassen sich einige Brunnen und für den Salinen- bzw. Kurbetrieb genutzten Gebäude identifizieren.

Mit dem Aufschwung des Bades im 19. Jahrhundert verstärkte man auch die Anstrengungen, stärker mineralisiertes Wasser und größere Wassermengen zu erschließen. Neben dem zum Teil mehrfachen Ausbau der alten Brunnen wurden in den folgenden gut hundert Jahren knapp fünf Dutzend neuer Bohrungen abgeteuft, die vor allem mit den Namen TASCHE, LEPSIUS und WIEGAND verbunden sind. Darunter befinden sich mehrere, sehr kostspielige Tiefbohrungen, darunter eine von 1.000 m Teufe. Erfolge und Rückschläge wechselten sich im Laufe der Zeit ab. In Bezug auf die Bohrtechnik sind vor allem die Bohrungen der Bohrkampagne 1847, die Bohrung von 1849, die von TASCHE von der Sohle von Förderschacht XI des Braunkohlenbergwerks in 35 m Teufe angesetzt wurde, und diejenige von 1856–1858 (Tasche-Bohrung), für die eine neue Technik

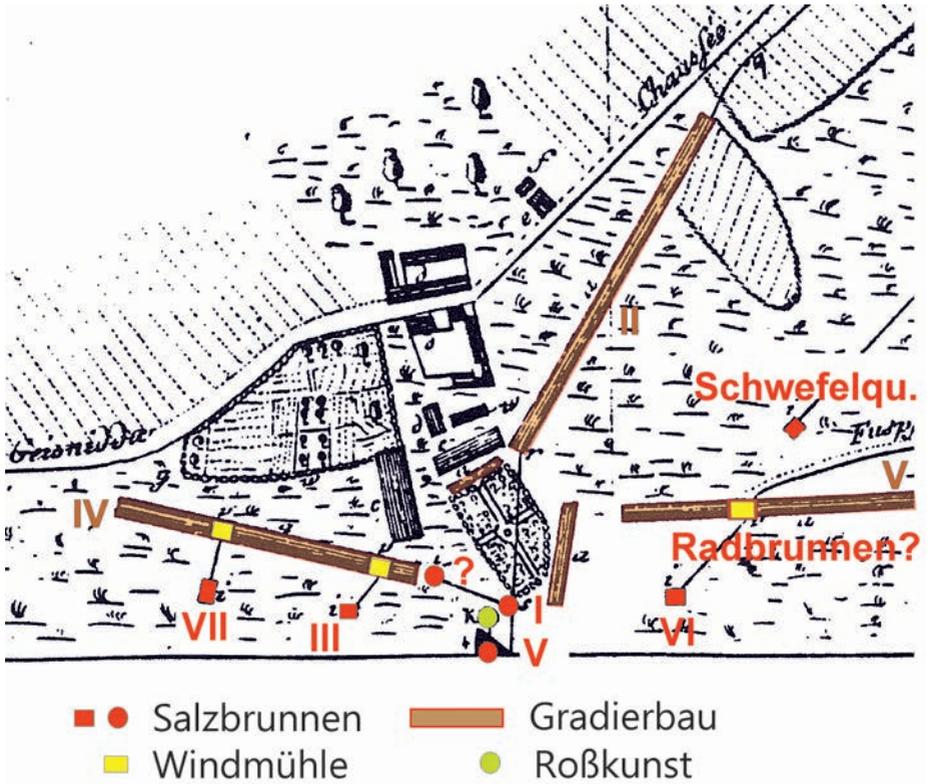


Abb. 6: Brunnen im 18. Jahrhundert (Ausschnitt aus LANGSDORF 1788: Taf. II, verändert). Dargestellt sind die Brunnen I, III, V, VI und VII, ein nicht numerierter Brunnen am Ostende des Gradierbaus IV sowie die Schwefelquelle. Der Radbrunnen ist im Original der Tafel nicht dargestellt, doch die große Windmühle, unter der er sich befand (LANGSDORF 1788: 422). Die mutmaßliche Lage des Radbrunnens ist deshalb mit einem gelben Rechteck mit roter Umrandung kenntlich gemacht worden.



Abb. 7: Frontispiz (Kupferstich) zu MÖLLER (1835). Dargestellt sind Kurhaus (erbaut 1826), Kursaal (erbaut 1827), die Gradierbauten (GB) IV und V, jeweils mit einer aufsitzenden Windmühle (unter der Windmühle von Gradierbau V befand sich der Radbrunnen), der Hochbehälter über Brunnen I (Br. I) neben dem Kunsthaus (KH), das Glockenhaus (GH) sowie am Hang der Gradierbau VI und der runde Gradierbau VII. Die übrigen Gebäude und Einrichtungen können nicht mit Sicherheit zugeordnet werden.

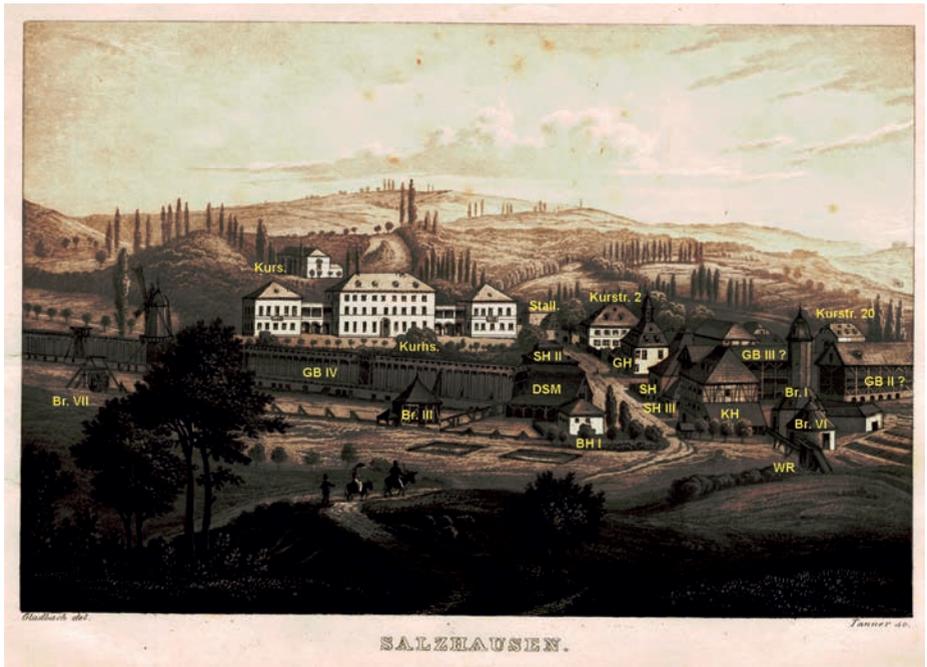


Abb. 8: Frontispiz (Stahlstich von TANNER) zu TASCHE (1853). Dargestellt sind Kurhaus mit den Erweiterungsbauten von 1835, Kursaal, Gradierbau (GB) IV mit aufsitzender Windmühle, davor Brunnen VII mit Wasserrad und Brunnen III, beide verbunden durch Stangenkunst (mit Umlenkung vor Br. III), „Dung-Salzmühle“ (DSM) mit dahinter liegendem Siedhaus II (SH II), Badhaus (BH) I, Kunsthaus (KH) vor einem Gradierbau (III?), dahinter Siedhaus III und ein nicht nummeriertes Siedhaus, Glockenhaus (GH, Wohnung des „Steuerkommissärs“), das heutige Gebäude Kurstraße 2 (Wohnung des Salinendirektors), Brunnen I mit dem Hochbehälter, Brunnen VI mit Wasserrad (WR) vor Gradierbau (II?) und im Hintergrund das heutige Anwesen Kurstraße 20, seinerzeit Haus des „Chausseeerhebers“. Die Zuschreibungen erfolgen nach dem „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) und dem Plan in MÖLLER (1835).

entwickelt wurde, von Bedeutung (TASCHÉ 1847b, 1857). Die zwischen 1821 und 1976 abgeteufte Bohrungen sind im Anhang 7.1 und die teilweise bis auf das 17. Jahrhundert (oder noch früher) zurückgehenden Schachtbrunnen im Anhang 7.2 zusammengestellt.

4.2 Wasserchemie und -physik

Die erste Analyse eines Salzhausener Wassers erfolgte im Dezember 1824 durch LIEBIG im Auftrag des Hessischen Finanzministeriums; sie wurde von LIEBIG (1825) publiziert. 1843 erfolgte eine erneute Untersuchung an „demselben Wasser“ durch LIEBIG, veröffentlicht von LIEBIG (1844). Nach TASCHÉ (1853: 18), Zeit- und vielleicht sogar Augenzeuge, hat LIEBIG 1843 das „Wasser des Salzbrunnens Nr. 2“ (Brunnen I der heutigen Zählung) untersucht, der in der 1. Hälfte des 19. Jahrhunderts der bei weitem wichtigste Brunnen war.

Im Archiv des Staatsbades Bad Salzhausen existiert heute eine größere Anzahl allerdings nicht immer publizierter Analysen. Eine Zusammenstellung älterer Literatur, die Wasseranalysen enthält, findet sich in SCHARPFF (1972: 80–87); auch MICHELS & SCHMIDT (2000) haben eine Reihe nicht publizierter Analysen gesammelt und ausgewertet. Ausgewählte aktuelle Analysen wurden von HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008: 838–841) veröffentlicht. Tab. 1 stellt einige Kennwerte wichtiger Brunnen und ihrer Wässer zusammen.

Bei der Mehrzahl der Wasseraustritte in Bad Salzhausen handelt es sich um Na-Cl-Wässer, die oberflächennah (max. wenige Zehnermeter) gefaßt sind. Ihre Temperaturen liegen mit 12–16 °C unterhalb der Thermalwassergrenze von 20 °C; die Summe der gelösten festen Bestandteile (TDS) liegt bei 8 bis 17 g/l. Das bei 73 m zutretende Wasser in der Tasche-Bohrung hat – bei einem vergleichbar großen TDS-Gehalt von 12,5 g/l – etwas erhöhte Temperaturen und ist deshalb als Na-Cl-Thermalwasser anzusprechen. Das mit 20 m Teufe ebenfalls oberflächennahe Wasser der Stahlquelle enthält lediglich 1,3 g/l gelöste feste Bestandteile und ist ein Na-Ca-Cl-Hydrogencarbonat-Wasser. Die in etwas größeren Tiefen erschlossenen Wässer der Nibelungen- und der Roland-Krug-Quelle (Wasserzutritte bei 76–115 bzw. 150–160 m) sind stärker mineralisiert (TDS = 23,7–28,0 g/l) und stellen Solsäuerlinge dar (Sole: Na > 5,5 g/l und Cl > 8,5 g/l; Säuerling: > 1.000 mg/l freies, gelöstes CO₂ für Trinkzwecke bzw. > 500 mg/l für Badezwecke). In den Tiefbohrungen trat auch – heute allerdings nicht genutztes – Thermalwasser (> 20 °C) bzw. Thermalsole aus Teufen von 408–1.000 m zu. Während der Trachyt vergleichsweise gering mineralisierte Na-Cl-Thermalsole

Brunnen	Tiefe Wasserzutritt [m]	Stratigr./ Nebengestein	Temp. [°C]	TDS	Einh.	Menge [l/min]	Quelle	Wassertyp
Brunnen VI	7	Quartär/Tertiär (klastisch)	13,0	11,0	g/kg	6,9	CARLÉ (1975)	Na-Cl-Wasser
Schwefelquelle	7	Quartär/Tertiär (klastisch)	12,5	9,9	g/l	1,0	HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008)	Na-Cl-Wasser
Brunnen I	10	Quartär/Tertiär (klastisch)	14,0	13,3	g/kg	9,0	CARLÉ (1975)	Na-Cl-Wasser
Brunnen III	10	Quartär/Tertiär (klastisch)	15,0	17,1	g/kg	3,0	CARLÉ (1975)	Na-Cl-Wasser
Brunnen V	10	Quartär/Tertiär (klastisch)	13,0	12,1	g/kg	6,6	CARLÉ (1975)	Na-Cl-Wasser
Lithiumquelle	10	Tertiär (klastisch)	15,6	8,3	g/l	1,8	HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008)	Na-Cl-Wasser
Stahlquelle	20	Tertiär (klastisch)	14,6	1,3	g/l	1,2	HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008)	Na-Ca-Cl-Hydrogencarbonat-Wasser
Södergrundquelle	56	Tertiär (klastisch)	15,6	12,5	g/l	100,0	MICHELS & SCHMIDT (2000)	Na-Cl-Wasser
Tasche-Bohrung	73	Tertiär (klastisch)	22,5	12,5	g/kg	k. A.	LEPSIUS (1902)	Na-Cl-Thermalwasser
Roland-Krug-Quelle	76–115	Tertiär (klastisch)	16,8	23,7	g/l	66,0	HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008)	Solsäuerling
Nibelungenquelle	150–160	Tertiär (klastisch)	18,5	29,0	g/l	10,0	MICHELS & SCHMIDT (2000)	Solsäuerling
Zweite Lepsius-Tiefbrg.	408–450	Tertiär (Trachyt)	40,0	19,8	g/kg	3,0	SCHOTTLER (1925)	Na-Cl-Thermalsole
Erste Lepsius-Tiefbrg.	413	Tertiär (Trachyt)	36,0	21,2	g/kg	2,7	LEPSIUS (1902)	Na-Cl-Thermalsole
Brg. 1975–1976	633–1.000	Rotliegendes (klastisch)	34,7	37,0	g/kg	12,0	WIEGAND (1976, unpubl.)	Na-Cl-Thermalsole

Tab. 1: Kurzcharakterisierung wichtiger Schacht- und Bohrbrunnen von Bad Salzhausen und ihrer Wässer, sortiert nach der Tiefe des Wasserzutritts. TDS = Summe der gelösten festen Bestandteile. k. A. = keine Angabe.

(TDS = 19,8–21,2 g/l) mit vergleichsweise hohen Temperaturen (36–40 °C) aus einer Teufe von 408–450 m lieferte, wurde in den Rotliegend-Gesteinen eine knapp doppelt so hoch mineralisierte Na-Cl-Thermalsole (TDS = 37,0 g/l) angebohrt, die aber, bezogen auf die Zutrittstiefe von 633–1.000 m, eine vergleichsweise niedrige Temperatur von 34,7 °C aufwies (Tab. 1).

Da Thermalsole erstmals 1900 erbohrt wurde, mußte für die wirtschaftlich bedeutende Salzherstellung viele Jahrhunderte lang (bis zum 19. Jahrhundert) auf die gering mineralisierten Na-Cl-Wässer zurückgegriffen werden, die mit flachgründigen Brunnen gefaßt waren. In der salinenkundlichen Literatur galt Bad Salzhausen deshalb geradezu als Paradebeispiel für eine sehr „arme“ bzw. „schwachlöhige“ Sole, die vor dem Sieden aufwendig gradiert werden mußte (z. B. LANGSDORF 1824: 399, 443). In der alten Literatur werden für diese Brunnen Werte zwischen 0,5 und 2,0 % Salzgehalt angegeben. Die Mehrzahl der zur Salzgewinnung genutzten Wässer hatte demzufolge Salzgehalte, die noch nicht einmal die Hälfte des Salzgehalts von Meerwasser (ca. 3,5 %) aufwiesen. Die vorhandenen Daten zeigen, daß sich die Konzentrationen der gelösten festen Bestandteile im Wasser periodisch, z. B. im Jahresrhythmus, aber auch langfristig im Laufe von Jahrzehnten verändern (MICHELS & SCHMIDT 2000; LANGSDORF 1824: 391). Über den Einfluß von Erdbeben auf den Salzgehalt und die Schüttungsmengen der Bad Salzhausener Mineralwässer berichten CROME (1822: 318), WAGNER (1830: 251), MÖLLER (1835: 24) und TASCHE (1853: 11).

Die Schüttungsmengen sind sehr unterschiedlich (ca. 1–100 l/min) und schwanken – wie die historischen Aufzeichnungen zeigen – auch im Laufe der Zeit, nicht zuletzt deshalb, weil einige der Brunnen untereinander hydraulisch in Verbindung stehen (so z. B. Salzbrunnen I mit der Nibelungenquelle): Verstärkte Wasserentnahme bei einem Brunnen (durch Pumpen) kann verminderte Austrittsmengen bei anderen Brunnen verursachen. 1989 schütteten die vier Brunnen Nibelungen-, Lithium-, Schwefel- und Stahlquelle 20.490 m³/a; durch Unterwasserpumpen wurden aus Södergrundquelle, Roland-Krug-Quelle und Nibelungenquelle 24.630 m³/a gefördert (Archiv des Staatsbades Bad Salzhausen). Zusammen sind dies also ca. 45.000 m³/a Mineralwasser im Jahr.

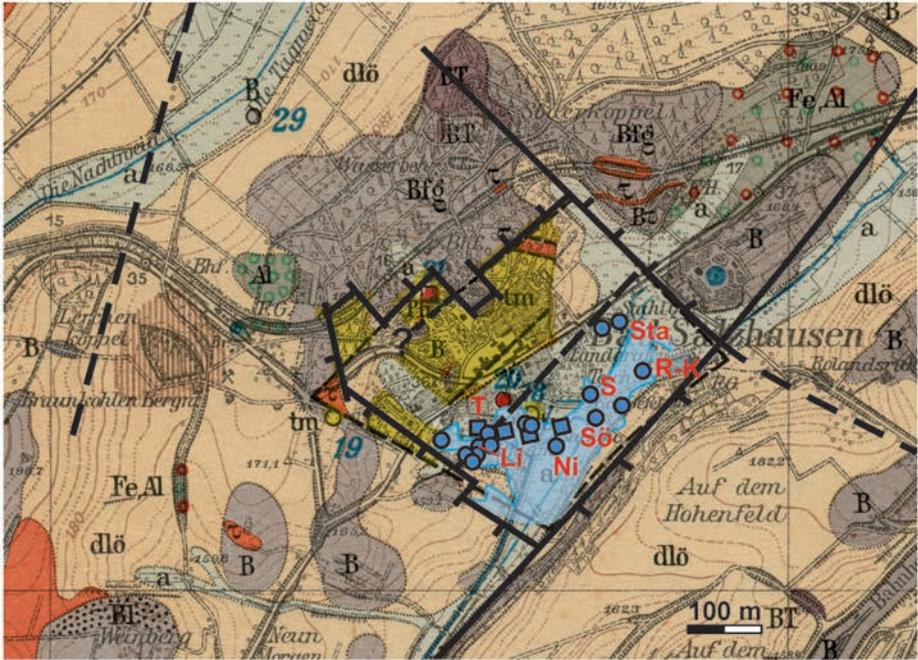
Die Mineralwässer von Bad Salzhausen wurden bislang nicht radiometrisch datiert. Ersatzweise kann auf eine Datierung des Wassers der Meßstelle 49 der OVAG S Nidda (Bl. 5520 Nidda) zurückgegriffen werden, das mit dem Wasser der Roland-Krug-Quelle hydraulisch in Verbindung steht. Es besitzt ein ¹⁴C-Alter von 7.565 ± 190 Jahren vor 1950 (LEßMANN et al. 2001: 128–129). Vergleichbar

alte Wässer wurden im Vogelsberg in Grundwasser-Meßstellen bei Harb (Bl. 5519 Hungen), im Steinbruch Unter-Widdersheim (Bl. 5519 Hungen), bei Neuen-schmidten (Bl. 5621 Wenings) und in der Forschungsbohrung Ulrichstein (Bl. 5421 Ulrichstein) festgestellt (LEßMANN et al. 2001: 129).

5 Diskussion

1959 durchgeführte, geoelektrische Untersuchungen (DEPPERMAN et al. 1960, Teile davon veröffentlicht von FLATHE & HOMILIUS 1972) zeigen, daß in den tertiären Sedimenten im Talkessel von Bad Salzhausen eine etwa 100 m breite, NE-SW-streichende Zone existiert, in der oberflächennah Mineralwasser steht bzw. zirkuliert. Im SW, etwa in Höhe der Lithiumquelle, weitet sich die Zone nach NW aus. In Tiefen von 5 m, 20 m und 40 m konnten DEPPERMAN et al. (1960) mehrere Anomalien mit besonders niedrigen Widerständen ($< 5 \Omega\text{m}$) nachweisen, die als Anreicherungen von höher mineralisiertem Wasser gedeutet werden. Abb. 9 stellt das in 20 m Teufe vermutete Mineralwasser dar, ebenso alle Schächte und Bohrungen, die in den tertiären Sedimenten Mineralwasser erschlossen haben oder hatten.

Aus den Beobachtungen beim Abteufen von ca. sechs Dutzend Schacht- und Bohrbrunnen im Laufe der Jahrhunderte sowie der geoelektrischen Untersuchungen (DEPPERMAN et al. 1960) lassen sich mehrere Schlüsse ziehen. Das mineralisierte Wasser zirkuliert in den Sedimenten des prävulkanischen Tertiärs, wobei die Mineralwasserführung im wesentlichen auf den südöstlichen Teil des Horstes von Bad Salzhausen beschränkt ist (Abb. 9). Besonders reich an stärker mineralisiertem Wasser sind Grobsand- und Feinkies-Horizonte mit entsprechend höherem Porenvolumen, wie es z. B. in der Bohrung der Roland-Krug-Quelle beobachtet werden konnte. In den oberen Zehnermetern des Tertiärs nimmt der Gehalt gelöster fester Bestandteile mit steigender Teufe zu, was schon TASCHÉ (1853: 17) bemerkte. Während die Södergrundquelle (56 m) ein Na-Cl-Wasser mit 12–14 g/l TDS aufweist, schütten Roland-Krug-Quelle (76–115 m) und Nibelungenquelle (150–160 m) Solen mit 23 ± 5 bzw. 22–29 g/l TDS (MICHELS & SCHMIDT 2000, vgl. Tab. 1). Diese Beobachtungen lassen sich durch die Vermischung einer aufsteigenden Na-Cl-Sole mit geringer mineralisierten, oberflächennahen Grundwässern erklären, wobei sich der TDS-Gehalt stark verringert. So zeigen LEßMANN et al. (2001: 119, Tab. 9–2) anhand der systematischen Veränderungen der Ionenverhältnisse für verschiedene Grundwässer des Vogelsbergs, wie ein



- Bohrbrunnen mit Mineralwasser
- Schachtbrunnen mit Mineralwasser

Abb. 9: Oberflächennahe Verbreitung des Mineralwassers im Horst von Bad Salzhausen auf der Kartengrundlage der geologisch-tektonischen Neuinterpretation in Abb. 3. Dargestellt sind alle Schächte und Bohrungen, die Mineralwasser in den tertiären Sedimenten erschließen oder erschlossen haben. Hellblau = Verbreitung des Mineralwassers in 20 m Tiefe nach FLATHE & HOMILIUS (1972). Im Text erwähnte Brunnen: Li = Lithiumqu.; Ni = Nibelungenqu.; R-K = Roland-Krug-Qu.; S = Schwefelqu.; Sö = Södergrundqu.; Sta = Stahlqu.; T = Tasche-Bohrung.

aufsteigendes Na-Cl-Wasser (am Beispiel des Wassers des Brunnens V) durch Vermischung mit Erdalkali-Hydrogencarbonat-Grundwässern unterschiedlich stark verdünnt wird. Sieht man von der Na-Cl-Thermalsole der Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975–1976 ab, stellen die beiden Solsäuerlinge (Nibelungen- und Roland-Krug-Quelle) die am wenigsten verdünnten Wässer dar. Beide sind durch TDS-Gehalte von > 23 g/l ausgezeichnet, während alle anderen in den tertiären Sedimenten angetroffenen Wässer TDS-Gehalte von max. 17 g/l aufweisen und so Beispiele für Mischwässer sind.

Das Wasser mit der geringsten Mineralisation (TDS = 1,3 g/l) ist dasjenige der Stahlquelle. Es ist das einzige Na-Ca-Cl-Hydrogencarbonat-Wasser in Bad Salzhausen. Es erklärt sich zwanglos durch die Vermischung eines Na-Cl-Wassers mit einem Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wasser, dem vorherrschenden meteorischen Grundwassertyp des Vogelsbergs (LESSMANN et al. 2001) mit einer charakteristischen Ca-Vormacht. Der etwas erhöhte H_2S -Gehalt der Schwefelquelle (0,01 mg/l) geht auf den Einfluß des Torfs in der quartären Bedeckung des Talkessels zurück, der das SO_4 des Wassers zu H_2S reduziert. 1934 war die Schwefelquelle in 7 m Tiefe neu gefaßt worden und anschließend frei von H_2S . Erst als man ihr wieder die Durchströmung des Torfs ermöglichte, stellte sich wieder ein H_2S -Gehalt ein (MÜLLER 1952: 75).

Die geophysikalischen Untersuchungen zeigen, daß die Salzkonzentrationen der Mineralwässer auch horizontal schwanken: So gibt es zumindest in 5, in 20 und in 40 m Teufe Domänen, in denen stärker mineralisiertes Wasser auftritt. Im Bohrloch der Tasche-Bohrung erfolgt der Zustrom des am höchsten mineralisierten Wassers in 73 m Teufe; zur Endteufe von 136 m hin nehmen TDS-Gehalt und Temperatur ab, was dort für einen horizontalen und nicht vertikalen Zufluß spricht (LEPSIUS 1902: 3).

Na-Cl-Thermalsole mit TDS-Gehalten bis 37 g/l trat den Bohrlöchern sowohl aus dem Trachyt (Erste und Zweite Lepsius-Tiefbohrung) als auch aus den Rotliegend-Gesteinen (Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975–1976) zu, doch jeweils nur in sehr geringen Mengen, weshalb alle drei Bohrungen aufgegeben wurden. Die Sole aus dem Trachyt trat bei 408–450 m Teufe zu und hatte max. Temperaturen von $40^\circ C$ (SCHOTTLER 1925: 26). Obwohl die Sole aus den Rotliegend-Gesteinen sehr viel tiefer, nämlich zwischen 633 und 1.000 m, angetroffen wurde, besaß sie eine geringere Temperatur von lediglich $34,7^\circ C$, war aber sehr viel stärker mineralisiert (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen, vgl. Tab. 1). Diese und weitere Beobachtungen zeigen, daß die Aufstiegswege der

Thermalsole keine „Kluftsysteme“ im Trachyt sein können, wie dies FLATHE & HOMILIUS (1972: 272) annahmen. Die Karte der oberflächennahen Verbreitung des Mineralwassers (Abb. 9) verdeutlicht, daß das Mineralwasser auf die südöstliche Hälfte des Horstes von Bad Salzhausen beschränkt ist, einen Bereich, der nicht von Trachyt, sondern von mächtigen tertiären Sedimenten und im Liegenden von Gesteinen des Rotliegenden unterlagert wird. Dienten hauptsächlich Klüfte im Trachyt als Aufstiegswege, müßten auch die quartären und tertiären Sedimente der nordwestlichen Hälfte des Horstes von Mineralwasser erfüllt sein und im südöstlichen Bereich des Horstes müßten die am stärksten mineralisierten Wässer direkt an der Grenze zum Trachyt, also im NW, auftreten. Beides ist nicht der Fall. Die im Tertiär angetroffenen Wässer mit den höchsten TDS-Gehalten (Nibelungen- und Roland-Krug-Quelle) liegen im Zentrum des NE-SW streichenden SE-Teils des Horstes. Auch sind die Schüttungsmengen und die TDS-Gehalte der Thermalsole, die aus den Klüften des Trachyts und derjenigen der Rotliegend-Sedimente in die Bohrlöcher eindrang, mit ca. 3–12 l/min und 19,8–37 g/l (Tab. 1) nicht ausreichend, um die gesamte Salzfracht des Bad Salzhausener Na-Cl-Wassers zu generieren.

Aus dem Trachyt hingegen steigt ein höher temperiertes Thermalwasser mit moderaten TDS-Gehalten auf, welches in den beiden Lepsius-Tiefbohrungen mit 36–40 °C angetroffen worden ist. Mit dem Übergang in die tertiären Sedimente vermischt es sich mit kühleren Wässern und kühlt sich dadurch auf 22,5 °C ab; dieses verdünnte Thermalwasser wurde in der Tasche-Bohrung erschlossen. Interessanterweise ist es gerade dort, wo sich das Thermalwasser mit kälteren Wässern vermischt, zur Ausfällung von Pyrit und vermutlich Baryt in den tertiären Sedimenten gekommen (SCHOTTLER 1921a: 95–97). Baryt und Pyrit sind u. a. von Wiesbaden und Bad Nauheim als Thermalwasserbildungen bekannt; sie bilden sich in den Spalten, in denen das Thermalwasser aufsteigt (KIRNBAUER 1997, 2008). Hydrochemische Modellierungen zeigen, daß für die Präzipitation von Baryt einfache Abkühlung des Wiesbadener Thermalwassers ausreicht (WAGNER et al. 2005).

Eine Beobachtung von 1976 macht es wahrscheinlich, daß Störungen (und nicht Klüfte) als Migrations- und Aufstiegswege des Na-Cl-Wassers fungieren: 1976 hatten die Bohrarbeiten der Solebohrung am Landgrafenteich, der späteren Roland-Krug-Quelle, Auswirkungen auf die Grundwasser-Meßstelle 49 der OVAG S Nidda (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen). Die Meßstelle liegt bei R 35 00 640 / H 55 85 700 auf Bl. 5520 Nidda und damit ca. 1,7 km SE der Boh-

zung der Roland-Krug-Quelle. Dies spricht dafür, daß die NW–SE-streichenden Abschiebungen, die den Horst von Bad Salzhausen begrenzen, der Sole Aufstiegswege und Migrationsmöglichkeiten aus dem Niddatal bieten. Das Wasser der Meßstelle 49 ist ein Mischwasser zwischen Na-Cl-Wasser und einem Na-betonen Alkali-Hydrogencarbonat-Wasser, dem typischen tiefen Grundwasser im Vogelsberg (LEBMAN et al. 2001: 116, 128). Es spricht deshalb einiges dafür, daß mit Alkali-Hydrogencarbonat-Wässern vermischte Na-Cl-Wässer aus dem Niddatal über NW–SE streichende Störungen den Horst von Bad Salzhausen erreichen, wo sie günstige Aufstiegswegsamkeiten finden. Solche Wässer sind, bevor weitere Verdünnungen mit oberflächennahem Grundwasser in den tertiären Sedimenten stattfinden, in den Bohrungen der Nibelungen- und Roland-Krug-Quelle gefaßt worden.

Auch an mehreren anderen Stellen im Niddatal trafen Bohrungen mineralisiertes Wasser an. SCHARPFF (1972: 134–135) berichtet von einer Bohrung bei Kohden und sieben Bohrungen zwischen Nidda und Dauernheim, die mineralisiertes Wasser mit TDS-Gehalten bis zu 11,6 g/l erschlossen, und nimmt an, daß dieses vermutlich in den präbasaltischen Sedimenten zirkuliert. In einer dieser Bohrungen, etwa 2 km SSW des Bad Salzhausener Mineralwassergebiets gelegen (Brg. Orbes I, R 34 98 630 / H 55 84 650, Bl. 5619 Staden), stand das Wasser unter so hohem artesischem Überdruck, daß es die Höhendifferenz zu den Austrittstellen in Bad Salzhausen hätte überwinden können.

Seit dem 18. Jahrhundert wird der NaCl-Gehalt des Mineralwassers von Salzhausen auf das bis 300 m mächtige Zechstein-Salinar östlich und südöstlich des Vogelsbergs, im hessisch-thüringischen Grenzgebiet im Raum Fulda – Bad Salzungen, bezogen. Bereits KLIPSTEIN (1784: 46–47), der sich wohl als erster wissenschaftlich mit dem Salzhausener Mineralwasser beschäftigt hat, spekulierte über eine Herkunft des Salzgehalts aus den „ungeheuren Massen Salzstein“ am Ostrand des Vogelsbergs. Zahlreiche Bearbeiter (z. B. WILLE 1828; TASCHÉ 1849b und spätere Veröffentlichungen; LUDWIG 1852; CHELIUS 1904, 1905; STEUER 1912; MICHELS 1926; SCHARPFF 1972) schlossen sich dem an. STEUER (1912: 1056) charakterisierte die Wasserwanderung aus dem Raum Fulda mit den Worten: „Diese Wasserbewegung ist kompliziert, aber stellt immerhin keine Unmöglichkeit dar.“

HÖLTING (1969) versuchte über die Berechnung der Ionenverhältnisse zwischen Hydrogencarbonat (als oft örtliche Bildung) und den auf Salzlagerstätten bezogenen „Salinaranteilen“ (Chlorid + Sulfat) eine Herkunft des Bad Salzhausener Mineralwassers zu bestimmen. HÖLTING (1977: 213, Abb. 1) rekonstruierte so

die mutmaßliche Fließrichtung der Sole bzw. der Ablaugungswässer aus dem osthessischen Raum nach SW, etwa parallel der Kinzig, wo sich der Solestrom in zwei Teilströme auflösen soll. Der nördliche Teilstrom sei direkt auf Bad Salzhausen gerichtet. Diese unterirdischen „Salzwasserströme“ sollen nach HÖLTING (1985b: 146) sehr „engräumig“ sein, womit er vermutlich ausdrücken wollte, daß sie Störungen bzw. Störungszonen folgen. SCHARPFF (1972: 205) hingegen vermutete eine Wanderung der Sole „vorwiegend in Karstgrundwasserleitern“, wobei er mitteldevonische Kalksteine in streichender Fortsetzung des Bad Nauheimer Massenkalks unterhalb der Gesteine des Vogelsbergs postulierte, für die aber keine Hinweise vorliegen.

Das Cl/Br-Verhältnis kann Hinweise auf die Herkunft des Cl-Gehalts in einem Mineralwasser geben (STOBER & BUCHER 2000): Bei Verdünnung von Meerwasser mit reinem Wasser bleibt das Verhältnis zwischen Cl und Br von 288–292 mg/kg (DAVIS et al. 1998: 341) unverändert, so daß verdünntes Meerwasser im Cl/Br-Diagramm auf der sog. Meerwasser-Verdünnungslinie zu liegen kommt (Abb. 10, punktierte Linie). Die Cl/Br-Verhältnisse von fünf Mineralwässern aus Bad Salzhausen (Daten aus HÖLTING in KÄSS & KÄSS 2008, Södergrundquelle nach Archiv Staatsbad Bad Salzhausen) liegen zwischen 1.561 und 2.549. Sie liegen also weit oberhalb des Meerwasser-Werts und zugleich auch weit oberhalb der noch kleineren Werte, die Wässer aufweisen, die in Wechselwirkung mit Kristallgesteinen getreten sind und dabei den Cl-Gehalt von Silikaten aufgenommen haben (Linien „Triberger Granit“ und „Gneis Grube Clara“). Die Bad Salzhausener Werte liegen aber auch, sieht man von der Södergrundquelle ab, unterhalb der Werte, die STOBER & BUCHER (2000) experimentell durch Auflösen von Steinsalz (Halit) verschiedenen Alters und unterschiedlicher Fundorte erhalten haben: 5.984 für Perm-Salz (USA), 9.877 für Muschelkalk-Salz (Schweizerhalle/Kanton Basel-Landschaft) und 2.386 für Oligozän-Salz (Buggingen/südlicher Oberrheingraben). Die Cl/Br-Verhältnisse des Bad Salzhausener Wassers lassen deshalb zwei Schlußfolgerungen zu. (1) Die insgesamt hohen Cl/Br-Verhältnisse belegen, daß der Cl-Gehalt aus der Auflösung von Steinsalz stammen muß. (2) Die im Vergleich zur Auflösung von Steinsalz geringeren Cl/Br-Verhältnisse zeigen, daß sich das an NaCl angereicherte Wasser mit einem Wasser mit sehr viel niedrigeren Cl/Br-Verhältnissen vermischt haben muß, wobei hier Süßwasser (50–150), flaches Grundwasser (100–200) oder fossiles Meerwasser (290) in Frage kommt, aber natürlich auch ein Wasser, das aus dem kristallinen Untergrund stammt (Verhältniszahlen nach DAVIS et al. 1998).

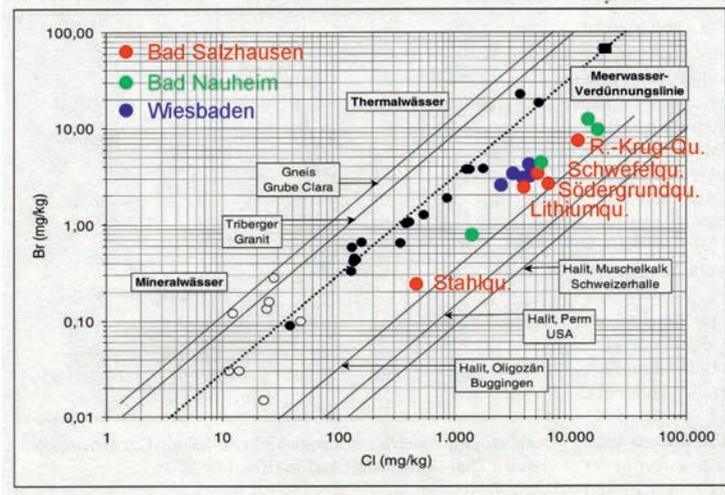


Abb. 10: Cl/Br-Verhältnisse verschiedener Wässer, Salz- und Festgesteine (aus STÖBER & BUCHER 2000, verändert). Rote Punkte = Mineralwasser von Bad Salzhausen (Daten aus HÖLTING in KÄSS & KÄSS 2008, Södergrundquelle nach Archiv Staatsbad Bad Salzhausen). Grüne Punkte = Mineralwasser von Bad Nauheim (Daten aus LOGES et al. 2012). Blaue Punkte = Mineralwasser von Wiesbaden (Daten aus LOGES et al. 2012, Daten des Faulbrunnens aus MITTELBACH in KÄSS & KÄSS 2008).

Untersuchungen an unterschiedlichen Wässern in der Umgebung des Salzstocks Gorleben (KLOPPMANN et al. 2001) zeigen, daß das Cl/Br-Verhältnis im Grundwasser kein sicheres Kriterium für eine Herkunftsanalyse beider Ionen darstellt: Die Cl/Br-Verhältnisse liegen im frischen Grundwasser (TDS < 1 g/l) bei 467–3.723, im brackischen Grundwasser (TDS < 10 g/l) bei 1.389–16.700, im salinen Grundwasser (TDS < 100 g/l) bei 1.372–6.191 und in sog. Brines (TDS ≥ 100 g/l) bei 1.396–8.625. Die Frage, ob der NaCl-Gehalt des Bad Salzhausener Mineralwassers der Auflösung von Zechstein-Salzen oder aber von tertiären Salzen aus dem Oberrheingraben entstammt, läßt sich durch das Cl/Br-Verhältnis also nicht entscheiden.

Ein Vergleich der Cl/Br-Verhältnisse der Wässer von Bad Salzhausen mit denjenigen der Wässer von Bad Nauheim, Bad Homburg v. d. H. und Wiesbaden (Daten aus LOGES et al. 2012, MITTELBACH in KÄSS & KÄSS 2008 und MITTELBACH & KÄSS in KÄSS & KÄSS 2008) zeigt in der Größenordnung ähnliche Werte, auch wenn die Verhältniszahlen von E nach W leicht abnehmen (Abb. 10), von 1.561–2.549

(Bad Salzhausen) über 1.239–1.880 (Bad Nauheim) und 1.188–1.279 (Bad Homburg v. d. H.) bis 941–1.438 (Wiesbaden). Vorausgesetzt, die Quelle für den NaCl-Gehalt sei bei allen vier Orten dieselbe, spräche dies für eine kontinuierliche Verdünnung der NaCl-reichen Komponente des Wassers von E nach W.

Die Mineral- und Thermalwässer von Wiesbaden und Bad Nauheim wurden erst kürzlich mit moderner Analytik geochemisch und isotopengeochemisch untersucht (LOGES et al. 2012): Anhand der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sowie der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte läßt sich nachweisen, daß sie durch Mischung von aufsteigenden Tiefenwässern aus dem kristallinen Basement (mit höheren Sr-Gehalten und hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen) mit NaCl-reichen Grundwässern aus einem sedimentären Aquifer (mit geringeren Sr-Gehalten und niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen) entstehen, und zudem lokal noch die Zumischung von sehr oberflächennahem Grundwasser (mit äußerst niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen) erfahren. Entsprechende Untersuchungen an den Bad Salzhausener Wässern stehen aus.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von gelöstem SO_4 im Mineralwasser mehrerer, allerdings nicht genannter Bohrbrunnen in Bad Salzhausen haben NIELSEN & RAMBOW (1969: 362) bestimmt. Die Werte liegen bei 11,3–12,7 ‰; sie unterscheiden sich damit nicht von den $\delta^{34}\text{S}$ -Werten in den Wässern von Bad Nauheim (11,4–13,0 ‰, Großer Sprudel und Löwenquelle bei Schwalheim) und Wiesbaden (10,1 ‰, Kochbrunnen) (NIELSEN & RAMBOW 1969: 363). Lediglich der Schwefel der Schwefelquelle ist mit 15,2 ‰ deutlich schwerer, bedingt durch oberflächennah – im Kontakt mit Torf – reduziertes H_2S (MÜLLER 1952: 75, s. o.).

Faßt man die Erkenntnisse zusammen (Abb. 11), so speisen sich die Bad Salzhausener Wässer aus folgenden Quellen: (1) In großen Teufen (633–1.000 m) zirkuliert in den Rotliegend-Gesteinen ein vergleichsweise niedrig temperiertes Na-Cl-Thermalwasser (TDS-Gehalte 37 g/l, Temp. max. 35 °C), das aber innerhalb des Horstes von Bad Salzhausen keine natürliche hydraulische Verbindung zu den Mineralquellen besitzt. Es ist nur in der Thermalsolebohrung Bad Salzhausen 1975–1976 angetroffen worden. (2) Außerhalb des Horstes von Bad Salzhausen entstehen durch Vermischung von aufsteigendem Na-Cl-Thermalwasser mit Alkali-Hydrogencarbonat-Grundwasser Na-Cl-Wässer, die in Bohrungen im Niddatal angetroffen wurden und entlang von Störungen zum Horst von Bad Salzhausen migrieren und dort aufsteigen. Relativ unverdünnt sind diese Na-Cl-Wässer in der Roland-Krug- und der Nibelungenquelle erschlossen (TDS-Gehalte > 23 g/l, Temp. 17–18 °C). (3) Oberflächennahes, wenig mineralisiertes meteorisches Grundwasser verdünnt die aufsteigenden Na-Cl-Wässer in

NW

SE

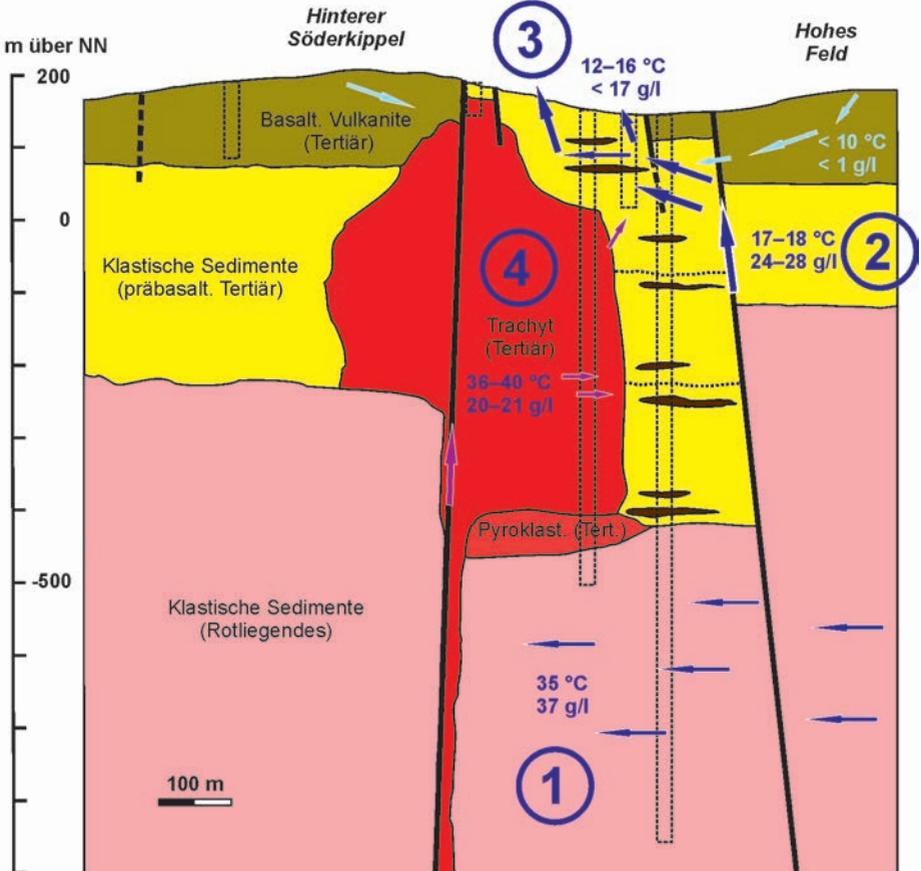


Abb. 11: Hydrogeologie der Mineralquellen von Bad Salzhausen im Profil (Grundlage: Hypothetisches Profil in Abb. 4). Dargestellt sind die Temperaturen und TDS-Gehalte der unterschiedlichen Wassertypen und ihre mutmaßlichen Fließrichtungen. Erläuterung siehe Text.

unterschiedlichem Maße. Dieses Mischwasser wird durch die seit Jahrhunderten genutzten Solquellen repräsentiert (TDS-Gehalte < 17 g/l, Temp. $12\text{--}16^\circ\text{C}$). Der Chemismus der Stahlquelle zeigt, daß es sich bei der Grundwasserzumischung um ein Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wasser handelt. (4) In geringen Mengen steigt auch im tertiären Trachyt Na-Cl-Thermalsole mit moderaten TDS-Gehalten (TDS-Gehalte $20\text{--}21$ g/l, Temp. $36\text{--}40^\circ\text{C}$) auf, welche sich mit den aufsteigenden Na-Cl-Wässern und/oder oberflächennahem Grundwasser vermischen kann. Das Thermalwasser in der Tasche-Bohrung ist ein solches Mischwasser (TDS-Gehalt $12,5$ g/l, Temp. $22,5^\circ\text{C}$). Andere Effekte, die Sulfatreduktion im quartären Torf oder die oberflächennahe Ausfällung von Baryt und Pyrit, üben einen nur lokalen und geringfügigen Einfluß auf den Wasserchemismus aus.

Danksagung

Frau KERSTIN BÄR (Nidda) danke ich für ihre vielfältige Unterstützung, ganz besonders aber für die Georeferenzierung der Pläne und Karten. Für das Interesse und die Unterstützung der Arbeiten danke ich dem Magistrat der Stadt Nidda und hier vor allem Herrn Erstem Stadtrat REIMUND BECKER. Frau PETRA SCHWING-DÖRING, Geschäftsführerin des Staatsbades Bad Salzhausen – Eigenbetrieb der Stadt Nidda – und ihren Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern sei ganz herzlich für ihre Hilfe bei der Recherche gedankt. Herr REINHARD PFNORR, Leiter des Niddaer Heimatmuseums, machte mir dankenswerterweise diverse Unterlagen aus Museumsbeständen zugänglich. Den Herren GERHARD ERK und HANS GOTTHARD LORCH (beide Nidda) verdanke ich wertvolle Diskussionen über die Lage der Salinengebäude im 18. und 19. Jahrhundert.

6 Literatur

- ANONYMUS (ca. 1908): Tiefbohrungen zu Bad=Salzhausen. – Großes, koloriertes Poster mit Profilen $M = 1 : 500$ von „Tiefbohrung II“, „Tiefbohrung I“ und „Solquelle Nr. I“, mit Lageplan $M = 1 : 2.000$ und Geologischem Profil $M = 1 : 500$; o. O. [Heimatmuseum Nidda]
- BINDERNAGEL, F. (um 1830): Plan des Kurgartens zu Salzhausen. – Frankfurt a. M. (Dondorf).
- BLÖCHER, E. (1931): Salinen und Salzhandel in der Wetterau mit besonderer Berücksichtigung von Nauheim im 17. und 18. Jahrhundert. – Sonderdruck aus Mitt. Oberhess. Geschichtsver., **30**, 77 S.; Gießen (von Münchowsche Universitäts-Druckerei Otto Kindt).

- BOGAARD, P. & WÖRNER, G. (2003): Petrogenesis of Basanitic to Tholeiitic Volcanic Rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany. – *Journ. Petrol.*, **44** (3): 569–602, 13 Abb., 6 Tab.; Oxford.
- BOGAARD, P., WÖRNER, G. & HENJES-KUNST, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the-drill core „Forschungsbohrung Vogelsberg 1996“. – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 69–99, 7 Abb., 4 Tab., 1 Anh.; Wiesbaden.
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. *Geologie, Chemismus, Genese*. – XXIV + 643 S., 14 Abb., 1402 Analysentab., 15 Kt.; Stuttgart (Wiss. Verlagsges.).
- CHELIUS, C. (1904): Der vulkanische Vogelsberg in seinen Beziehungen zu den Sol- und Heilquellen an seinem Rande. – *Balneol. Ztg.*, **15** (No. 5), Sonderdruck, 6 S.; Berlin.
- CHELIUS, C. [1905]: Geologischer Führer durch den Vogelsberg, seine Bäder und Mineralquellen. – 110 S., zahlr. Abb., 1 Kt., 2 Prof.; Gießen (Roth).
- CREDNER, [K. A.] (1849): Ueber das Vorkommen des Salzes bei Salzhausen. – *Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkd.*, **2**: 39–42, 1 Profil; Giessen.
- CROME, A. F. W. (1822): Handbuch der Statistik des Großherzogthums Hessen, in staatswirthschaftlicher Hinsicht, nach den besten, meist handschriftlichen Quellen bearbeitet. Erster Theil. – Titelbl. + 7 Bl. + XXXII + 474 S. + 14 Bl., 7 Tab.; Darmstadt (Carl Wilhelm Leske).
- DAVIS, S. N., WITTEMORE, D. O. & FABRYKA-MARTIN, J. (1998): Uses of Chloride/-Bromide Ratios in Studies of Potable Water. – *Ground Water*, **36**: 338–350, 4 Abb., 6 Tab.; Oxford.
- DEPPERMAN, K., HOMILIUS, J. & REPSOLD, H. (1960): Bericht über geoelektrische Untersuchungen in Bad Salzhausen (Oberhessen). – *Masch.schrftl. Gutachten*, Ber. E 404, Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung, 7 S., 2 Abb., 8 Anl.; Hannover. [Archiv Staatsbad Bad Salzhausen]
- DIEDERICH, G. & EHRENBERG, K.-H. (1975): Erl. geol. Kt. Hessen, Bl. 5721 Gelnhausen (2. Aufl.). – 256 S., 35 Abb., 14 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- DIEFFENBACH, E. (1856): *Geol. Specialkt. d. Großherzogthums Hessen u. d. angrenzenden Landesgebiete 1 : 50.000, Sect. Gießen*. – Darmstadt (Jonghaus).
- DILICH, W. (1605): *Hessische Chronica*. – Titelbl. + 11 Bl. + 189 S. (1. Theil) + 3 Bl. + 357 S. + 12 Bl. (2. Theil), zahlr. Abb.; Cassel (Wilhelm Wessel). [Faksimiledruck, hrsg. von W. NIEMEYER, Kassel 1961 (Bärenreiter-Verlag), mit Anh. von 24 S.]

- DRECHSLER, D. (1983): Ein Geschenk der Natur. Mineralquellen zwischen Taunus und Vogelsberg. – In: Kreissparkasse Friedberg (Hrsg.), „Die Wetterau“ – Beiträge zur Kultur-, Wirtschafts- und Sozialgeschichte einer Landschaft, S. 313–328, 9 Abb., 4 Tab.; Friedberg (Hessen) (Bindernagelsche Buchhandlung).
- DREHER, S. (1996): Totalfeldmessungen des Erdmagnetfeldes im Vorderen Vogelsberg und ihre Interpretation im Hinblick auf Förderzonen der tertiären Vulkanite und den Schollenbau der Basaltbasis. – Frankfurter Geowiss. Arb., Serie A, **14**: 194 S., 59 Abb., Frankfurt a. M.
- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Min., **64** Beih. 2: 1–34, 3 Abb., 18 Tab.; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H., FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S., PUCHER, R., STRECKER, G., SUŠIC, M. & ZSCHAU, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen) Bohrung 1 (Flösser-Schneise) Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**, 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- ENGELHARDT, H. & SCHOTTLER, W. (1914): Die tertiäre Kieselgur von Altenschlirf im Vogelsberg. – Abh. Großhzgl. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt, **5** (4): 259–337, 18 Taf.; Darmstadt.
- ENSSLIN, F. (1926): Ueber die Quellen von Bad Salzhausen. – Notizbl. Ver. Erdkd. u. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt f. d. Jahr 1925, (V) **8**: 251–255, 3 Tab.; Darmstadt.
- FLATHE, H. & HOMILIUS, J. (1972): Erkundung von Salzvorkommen und Soleaufstiegsgebieten mit der geoelektrischen Widerstandsmethode. – Geol. Jb. **90**: 265–282, 12 Abb.; Hannover.
- FLECK, L. (1921): Die Flurnamen von Kohden bei Nidda und der Gemarkungen Salzhausen und Harbwald. – 77 S., mehrere Abb.; Darmstadt (Hess. Staatsverlag).
- FUHRMANN, U. & LIPPOLT, H.-J. (1987): K-Ar-Datierungen an Maintrapp-Basalten aus Bohrungen in Frankfurt a. M. nach der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenentgasungstechnik. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 245–257, 6 Abb.; 2 Tab.; Wiesbaden.

- GRAFF, [J. A.] (1825): Einige Notizen über die Mineralquelle zu Salzhausen und ihre Heilkräfte. – 20 S.; Darmstadt (in Commiss. bei J. W. Heyer).
- GRIMM, K. I. (Koord., Redakt.) (2011): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schriftenreihe Dt. Ges. Geowiss., 75: 461 S., 60 Abb.; Stuttgart.
- HAAS, F. & WENZ, W. (1923): *Unio batavus taunicus* Kobelt aus unterpliocänen Tonen von Salzhausen. – Notizbl. Ver. Erdk. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt f. d. Jahre 1919/22, V. Folge, 5: 204; Darmstadt.
- HÖLTING, B. (1969): Die Ionenverhältnisse in den Mineralwässern Hessens. – Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch., 97: 333–351, 12 Abb.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1977): Bemerkungen zur Herkunft der Salinarwässer am Taunusrand. – Geol. Jb. Hessen, 105: 211–221, 1 Abb.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1979): Neue Mineralwasservorkommen in Hessen. – Heilbad u. Kurort, 31 (4): 84–93, 9 Abb.; Gütersloh.
- HÖLTING, B. (1985a): Erläuterungen zur Karte der Mineral- und Heilwasservorkommen in Hessen 1 : 300 000. – 37 S., 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1985b): Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, 113: 145–150, 1 Taf.; Wiesbaden.
- HORN, P., LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. – Eclogae geol. Helv., 65/1: 131–156, 4 Abb., 2 Tab.; Basel.
- HOTTENROTT, M. (1985): Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhausen. – Geol. Jb. Hessen, 113: 75–82, 3 Abb.; Wiesbaden.
- HUMMEL, K. (1924): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Wetterau. – Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F. 13: 64–71; Stuttgart.
- HUMMEL, K. (1929): Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhön). – Fortschr. Geol. u. Palaeont., 8, H. 24, VIII + 233 S., 12 Abb., 1 Kt.; Berlin (Gebr. Borntraeger).
- JUNG, S. & MASBERG, P. (1998): Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (central Germany) – Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. – Journ. Volcan. Geotherm. Research, 86: 151–177, 13 Abb., 5 Tab.; Amsterdam u. a. Orte.
- KAISERL. GESUNDHEITS-AMT (1900): Deutschlands Heilquellen und Bäder. – XVI + 400 S., zahlr. Abb.; Berlin (Oswald Seehagen).

- KÄSS, W. & KÄSS, H. (Bearb.) (2008): Deutsches Bäderbuch (2. Aufl.). – 1232 S., 588 Abb., 314 Tab., 282 Analysen, 1 Kartenbeil.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- KIRCHHEIMER, F. (1955): Die Karpolithenkohle von Salzhausen im Vogelsberg. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **83**: 47–70, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1997): Die Mineralisationen der Wiesbadener Thermalquellen (Bl. 5915 Wiesbaden). – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 5–90, 13 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (2007): Rezente und fossile Mineral- und Thermalwasseraustritte am Taunusrand (Exkursion D am 12. April 2007). – Jahresber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **89**: 167–192, 14 Abb.; Stuttgart.
- KIRNBAUER, T. (2008): Hydrothermale Bildungen des Thermalwassersystems von Bad Nauheim (Wetterau) und dessen Alter. – Jahresber. Wetterau. Ges. ges. Naturkd., **158** (Bd. 2): 39–96, 8 Abb., 11 Tab.; Hanau.
- KLIPSTEIN, P. E. (1784): Beobachtungen und Gedanken über die Lagerstätte und den Ursprung der Salzquellen in der Wetterau. – Hess. Beyträge zur Gelehrsamkeit u. Kunst, **1** (1. Stück): 40–47; Frankfurt a. M.
- KLIPSTEIN, P. E. (1788): Aeltere und mittlere Geschichte des Salzwerkes zu Salzhausen bei Nidda. – Vorlesungen d. Churpfälz. physikal.-ökonom. Ges. Heidelberg, **3**: 389–418; Mannheim.
- KLOPPMANN, W., NEGREL, P., CASANOVA, J., KLINGE, H., SCHELKES, K. & GUERROT, C. (2001): Halite dissolution derived brines in the vicinity of a Permian salt dome (N German Basin). Evidence from boron, strontium, oxygen, and hydrogen isotopes. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**: 4087–4101, 9 Abb., 2 Tab.; Oxford.
- KÖBRICH, [C.] (1931): Roland Krug von Nidda, seine Familie und sein Werk. – Die Fundgrube, Beilage XV, 16 S., 3 Abb.; Darmstadt.
- KÖTT, A., NESBOR, H.-D. & EHRENBERG, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 15–47, 18 Abb.; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**: 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KREUZER, H., BESANG, C., HARRE, W., MÜLLER, P., ULRICH, H.-J. & VINKEN, R. (1973): K/Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. – Fortschr. Min., **50**, Beih. 3: 10–11; Stuttgart.

- KREUZER, H., KUNZ, K., MÜLLER, P., SCHENK, E. unter Mitarbeit von HARRE, W. & RASCHKA, H. (1974): Petrologie und Kalium/Argon-Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod I (Vogelsberg). – Geol. Jahrb., **D9**: 67–84, 6 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- LANDESAMT F. DENKMALPFLEGE HESSEN, ENDERS, S. R. C. T. & MOHR, C. (Hrsg.) (1982): Baudenkmale in Hessen. Wetteraukreis I. – 456 S., zahlr. Abb.; Braunschweig (Friedr. Vieweg & Sohn).
- LANGSDORF, J. W. (1788): Fortsetzung [sic] der Geschichte des Salzwerkes zu Salzhausen. – Vorlesungen d. Churpfälz. physikal.-ökonom. Ges. Heidelberg, **3**: 419–472 + 643–644, 2 Taf.; Mannheim.
- LANGSDORF, K. C. (1784): Vollständige auf Theorie und Erfahrung gegründete Anleitung zur Salzwerkskunde [Theil 1–3]. – Titelbl. + 3 Bl. + XV + 1 Bl., 482 S., 9 Bl., 22 Kupfertaf.; Altenburg (Richterische Buchhandlung).
- LENTZ, O. (1970): Bad Salzhausen in alter und neuer Zeit. Zusammenfassender Bericht. – 95 S., zahlr. Abb.; Bad Salzhausen (Selbstverlag).
- LEPSIUS [R.] [1902]: Verlauf und Resultate der Tiefbohrung auf Sole in Bad Salzhausen. – 16 masch.schrftl. S., 1 Profil, 1 Kt.; o. O. [Archiv Staatsbad Bad Salzhausen].
- LEßMANN, B., WIEGAND, K. & SCHARPFF, H.-J. (2001): Die Hydrogeologie des vulkanischen Vogelsberges. – Geol. Abh. Hessen, **108**: 144 S., 65 Abb., 13 Tab., 10 Anl. auf CD; Wiesbaden.
- LIEBIG, [J.] (1825): Chemische Untersuchung der Soole zu Salzhausen. – Archiv f. d. ges. Naturlehre, **5** (H. 4): 454–462; Nürnberg.
- LIEBIG, J. (1843): Analyse des Mineralwassers zu Salzhausen. – Ann. Chemie Pharmacie, **48**: 28–34; Heidelberg.
- LIPPOLT, H. J., TODT, W. & BARANYI, I. (1973): Kalium-Argon-Altersbestimmungen zum Spessart- und Vogelsberg-Vulkanismus. – Tagungsunterlagen der Geowiss. Tagung in Frankfurt a. M. (zugleich 125. Hauptverslg. d. Dt. geol. Ges.): 17–18; Frankfurt a. M.
- LIPPOLT, H. J., TODT, W. & HORN, P. (1974): Volcanism of the Rhinegraben: potassium-argon ages, local setting, petrology and gravity anomalies. – In: ILLIES, J. H. & FUCHS, K. (Hrsg.), Approaches to Taphrogenesis. Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 8: 213–221, 2 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- LOGES, A., WAGNER, T., KIRNBAUER, T., GÖB, S., BAU, M., BERNER, Z. & MARKL, G. (2012): Source and origin of active and fossil thermal spring systems,

- northern Upper Rhine Graben, Germany. – *Applied Geochemistry*, **27**: 1153–1169, 13 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- LUDWIG, R. (1852): Geognostische Beobachtungen in der Gegend zwischen Gießen, Fulda, Frankfurt a. M. und Hammelburg. – 52 S., 2 Kt.; Darmstadt (Jonghaus & Venator).
- LUDWIG, R. & THEOBALD, G. (1852): Ueber die Mitwirkung der Pflanzen bei der Ablagerung des kohlen-sauren Kalkes. – *Ann. Physik u. Chemie*, **87**: 91–107, 1 Tab.; Leipzig.
- MAI, D. H. & GREGOR, H. J. (1982): Neue und interessante Arten aus dem Miozän von Salzhausen im Vogelsberg. – *Feddes Repert.*, **93**: 405–435, 9 Abb., 2 Tab., 7 Taf.; Berlin.
- MICHELS, F. (1926): Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus. – *Ber. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, **56**: 225–238, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- MICHELS, R. & SCHMIDT, S. (2000): Die Heilquellen des hessischen Staatsbades Bad Salzhausen – Fakten und Daten im Überblick. – *LfW-Bericht 211/00, II* + 98 S., zahlr. Abb. u. Tab., 11 Anl.; Mainz (Landesamt für Wasserwirtschaft).
- MÖBUS, H.-M. (2008): Die Hessischen Gräben als mehrfach duktil entkoppelte „pull apart“-Strukturen. – *Geol. Jb. Hessen*, **135**: 5–23, 12 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- MÖLLER, C. P. (1835): Mittheilungen aus der Erfahrung über die Wirkung und Anwendung der Sool-Bäder, insbesondere zu Salzhausen. Eine Anleitung zum zweckmäßigen Gebrauche derselben für Kurgäste und angehende Aerzte. – XVI + 207 S., 1 Frontispiz, 1 Taf.; Darmstadt (Ludwig Pabst).
- MÜLLER, W. (1952): Der Chemismus der Quellen in Beziehung zum Untergrund. – *Schriftenreihe dtsh. Bäderverband*, **8**: 70–78, 2 Abb.; Gütersloh.
- NESBOR, H.-D. (2005): Gesteinsabfolge und Bohrlochgeophysik der Bohrung Rehberg im Hohen Vogelsberg – Beispiel einer Kooperation des HLUG mit dem Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben. – *Jahresber. Hess. Landesamtes f. Umwelt u. Geologie*, **2004**: 131–134, 4 Abb.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. & WONIK, T. (2004): Mächtige trachytische Block- und Aschenstrom-Ablagerungen im Hohen Vogelsberg – Gesteinsabfolge und Bohrlochgeophysik der Bohrung Rehberg. – *Z. Angew. Geol.* **50** (2): 50–51, 2 Abb.; Stuttgart.

- NIELSEN, H. & RAMBOW, D. (1969): S-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten hessischer Mineralwässer. – Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch., **97**: 352–366, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- OPPENHEIM, [P.] (1922): Wilhelm Wenz: Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen [Buchbesprechung]. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1924** (I): 239–242; Stuttgart.
- OTT, V.R. (1974): Begutachtung der „Söder-Grund-Quelle“, Bad Salzhausen – vorläufige Stellungnahme. – Masch.schrftl. Gutachten, 10 S.; Bad Nauheim. [Archiv Staatsbad Bad Salzhausen]
- REISCHMANN, T. & SCHAFT, A. (2009): Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas. – 252 S., zahlr. Abb.; Wiesbaden (Hess. Landesamt f. Umwelt u. Geologie).
- SCHARPFF, H.-J. (1972): Die Mineralwässer der Wetterau (Hessen). Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Niederschlagsgebiet der Nidda. – Masch.schrftl. Diss. Geol.-Paläont. Inst. TH Darmstadt, 5 Bl. + 256 S., 32 Abb., 18 Tab., 1 Kt.; Darmstadt.
- SCHMIDT, G., SCHNELLE, K. W. & WOLLMANN, E. (1939): Grossdeutschlands Heilbäder, Seebäder, Kurorte und Versand-Heilwässer nach dem Stande vom 1.4.1939. 12. Aufl. – 403 S.; Berlin (Reichsfremdenverkehrsverband).
- SCHOTTLER, W. (1921a): Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25.000, Bl. [5519] Hungen. – 106 S., 1 Bl.; Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1921b): Geol. Kt. Hessen 1 : 25.000, Bl. [5519] Hungen. – Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1924): Geol. Kt. Hessen 1 : 25.000, Bl. [5520] Nidda. – Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1925): Die Geologie von Salzhausen nebst einem Überblick über den Bau der Wetterau und des Vogelsberges. – Notizbl. Ver. Erdkd. u. d. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt f. d. Jahr 1924, (V) 7: 23–55, 1 Kt.; Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1926): Untergrund und Aufbau des vulkanischen Vogelsberges. – Jahresber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F., **15**: 11–18, 1 Kt.; Stuttgart.
- SCHOTTLER, W. (1931): Der Bau des Vogelsberges erläutert an einem geologischen Querschnitt durch den Vogelsberg im Maßstab 1 : 75 000 (Tafel 1) und einer Karte der vulkanischen Durchbrüche des Hohen Vogelsberges im Maßstab 1 : 100 000 (Tafel 2). – Notizbl. Ver. Erdkd. u. d. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt f. d. Jahr 1930, (V) **13**: 16–61, 2 Taf.; Darmstadt.

- SCHOTTLER, W., WENZ, W., HUMMEL, K., KEGEL, W. & RICHTER, H. (1926): Bericht über die 53. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins in Salzhausen (14.–20. April 1925) sowie über die Exkursionen. – Jahresber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F., **15**: 1–10; Stuttgart.
- SCHRICKE, W. (1975): Erl. geol. Kt. 1 : 25.000, Bl. 5319 Londorf. – 192 S., 26 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- SCHÜTZE, C. (1907): Kochsalzquellen. – In: Deutsches Bäderbuch, S. 119–274; Leipzig (J. J. Weber).
- SCHWENZER, B. (1967): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 139 Frankfurt am Main. – 35 S., 3 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (Selbstverlag Bundesanst. f. Landeskunde u. Raumforschung).
- SONNE, W. & FRANKE, E. (1893): Die Mineralquellen des Hessischen Soolbades Salzhausen. – Ztschrft. f. angew. Chemie, **1893**: 430–434; Berlin.
- SONNE, W. & RÜCKER, A. (1891a): Beiträge zur Kenntniß neu erschlossener Mineralquellen des Soolbades Salzhausen. – Gewerbebl. f. d. Großhzigth. Hessen, **54**: 246–254, 1 Abb.; Darmstadt.
- SONNE, W. & RÜCKER, A. (1891b): Untersuchung neu erschlossener Mineralquellen des Soolbades Salzhausen. – Ztschrft. f. angew. Chemie, **1891**: 212–216; Berlin.
- STEGEMANN, W. (1964a): Zur Datierung der Rockenberger und Ostheimer Schichten in der Wetterau und Allgemeines zur Sporenstratigraphie im Chatt/Miozän Hessens. – Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch., **92**: 139–153, 3 Abb.; Wiesbaden.
- STEGEMANN, W. (1964b): Paläontologie und Stratigraphie einiger Sedimentvorkommen im Vogelsberg. – Diss. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Gießen, 2 Bl. + 36 S. + 1 Bl., 18 Abb.; Gießen.
- STEUER, [A.] (1912): Über die Bildung von Mineral- und Grundwasser in der Wetterau. – Journ. f. Gasbeleuchtung u. Wasserversorgung, **55** (Nr. 43): 1054–1057; München.
- STOBER, I. & BUCHER, K. (2000): Herkunft der Salinität in Tiefenwässern des Grundgebirges – unter besonderer Berücksichtigung der Kristallinwässer des Schwarzwaldes. – Grundwasser, **3** (5): 125–140, 11 Abb., 3 Tab.; Berlin – Heidelberg.
- TASCHE, [H.] (1847a): Die Salzquellen zu Salzhausen oder Beantwortung der Frage, ob sich bei dieser Saline hochprocentige Soole erschürfen lässt. – Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkd., **1**: 16–17; Giessen.

- TASCHÉ, [H.] (1847b): Das Bohren in aufgeschwemmtem Land auf der Großherzoglich Hessischen Saline Salzhausen in der Wetterau. – Berg- u. hüttenmänn. Ztg., 6 (No. 49): 785–788, Fig. 1–7 auf Taf. 6; Leipzig.
- TASCHE, [H.] (1849a): Beiträge zur geognostischen Kenntniss der Umgegend von Salzhausen. – Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkd., 2: 35–38, 1 Profil; Giessen.
- TASCHÉ, [H.] (1849b): Die Saline Salzhausen. – Gewerbebl. f. d. Großhzgt. Hessen, 12: 173–176 + 182–184 + 198–200; Darmstadt.
- TASCHE, [H.] (1850): Die Erschürfung reicherer Soolquellen zu Salzhausen. – Mskpt., masch.schriftl. Abschrift, 17 S.; Salzhausen. [Archiv Staatsbad Bad Salzhausen]
- TASCHE, H. (1853): Das Soolbad Salzhausen in der Wetterau. – 32 S., 1 Stahlstich; Gießen (Ferber'sche Universitäts-Buchhandlung).
- TASCHE, [H.] (1854): Salzhausen. Mit besonderer Rücksicht auf die geognostischen Verhältnisse seiner Umgegend. – Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkd., 4: 72–127, 1 Kt., 1 Profil; Giessen.
- TASCHE, [H.] (1857): Einiges über die Bohrarbeiten zu Salzhausen in der Wetterau. – Der Berggeist, 2: 162–163 + 176–177, 1 lithogr. Beil.; Köln.
- TASCHE, H. (1858): Kurzer Ueberblick über das Berg-, Hütten- und Salinen-Wesen im Grossherzogthum Hessen. – VIII + 92 S.; Darmstadt (G. Jonghaus).
- TASCHE, H. (1859): Das Braunkohlenlager von Salzhausen mit Rücksicht auf die Entstehung der Braunkohlen in der Wetterau und im Vogelsberg. – Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., 10: 521–534, 1 Taf.; Wien.
- TASCHÉ, H. (1900): Das Soolbad Salzhausen in der Wetterau im Grossherzogtum Hessen. Zweite, nach dem Tode des Verfassers neubearbeitete Auflage von Karl Schnittspahn). – 1 Bl. + 44 S. + 10 Bl., 4 Abb., 2 Kt.; Giessen (Emil Roth).
- THÖLDE, J. (1603): Haligraphia, Das ist / Gründliche vnd eigentliche Beschreibung aller Saltz Mineralien. Darin von deß Saltzes erster Materia / Ursprung / Geschlecht / Unterscheid [sic] / Eigenschafft [. . .] klerlich gehandelt wird, Beneben einer Historischen Beschreibung aller Saltzwercke ihrer Umbstende vnd Gelegenheit. Auch wie man aus allen Metallen vnd vornembsten Mineralien / deßgleichen aus Thieren / Kreutern und Gewürtzen ihre Saltz außziehen / vnd zu Menschlicher Gesundheit brauchen sol. – 24 Bl. + 316 S. + 1 Bl. + 6 Bl.; [Leipzig] (Jacob Apel). [Reprint Verl. Drei Birken, 2008]

- THÖLDE, J. (1612): Haliographia, Das ist: Gründliche vnnnd eigentliche Beschreibung aller Saltz-mineralien / Darinn von deß Saltzes erster Materia / Ursprung / Geschlechte / vnterscheid [sic] / Eigenschafft [...] klärlich gehandelt wird / Beneben einer Historischen Beschreibung aller Saltzwercke / ihrer Umbstände vnd gelegenheit. Auch wie man aus allen Metallen vnd vornembsten Mineralien / deßgleichen aus Thieren / Kräutern und Gewürtzen ihre Salz außziehen / vnd zu Menschlicher gesundheit brauchen soll. – 336 S. + 8 Bl.; [Leipzig] (Jacob Apel). [Reprint Reprintverlag Leipzig 1992]
- WAGNER, G. W. J. (1830): Statistisch-topographisch-historische Beschreibung des Großherzogthums Hessen. Dritter Band. Provinz Oberhessen. – IV + 338 S.; Darmstadt (Carl Wilhelm Leske).
- WAGNER, T., KIRNBAUER, T., BOYCE, A. J. & FALICK, A. E. (2005): Barite-pyrite mineralization of the Wiesbaden thermal spring system, Germany: a 500-kyr record of geochemical evolution. – *Geofluids*, 5: 124–139, 11 Abb., 5 Tab.; Oxford.
- WENZ, W. (1922): Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen. – *Ber. Wetterau. Ges. ges. Naturkd.*, 1909/1921: 1–81, 2 Abb., 3 Taf.; Hanau.
- WIEGAND, K. (1975): Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zur Festsetzung des qualitativen und quantitativen Heilquellenschutzgebietes für die Heilquellen des Hessischen Staatsbades Bad Salzhausen in Nidda, Stadtteil Bad Salzhausen, Wetteraukreis. – 20 S., 2 Kt.; Wiesbaden. [Archiv Staatsbad Bad Salzhausen]
- WILLE, G. A. (1828): Geognostische Beschreibung der Gebirgsmassen zwischen Taunus- und Vogelsgebirge, von der Lahn nach dem Main, Rhein und der Nahe, nebst besonderer Beachtung der daselbst vorkommenden verschiedenartigen Mineralquellen. – 168 S., 1 Tab., 2 Kt.; Mainz (Kupferberg).
- WINKELMANN, J.-J. (1697): Gründliche und Warhafte Beschreibung Der Fürstenthümer Hessen und Hersfeld / Samt deren einverleibten Graf- und Herrschaften mit den benachbarten Landschaften / deren Natur / Eigenschaft des Landes [...]. – 10 Bl. + 600 S.; Bremen (Herman Brauer).
- WITTENBECHER, M. (1992): Geochemie tholeiitischer und alkaliolivinbasaltischer Gesteine des Vogelsberges. – *Geol. Abh. Hessen*, 97, 52 S., 12 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.
- WOLF, J. R. (2003): Zwischen Jagdvergnügen und Kriegsgefahr: Stadt und Amt Nidda im 17. und 18. Jahrhundert. – In: DASCHER, O. & PFNORR, R. (Hrsg.),

Nidda. Die Geschichte einer Stadt und ihres Umlandes (2. Aufl.), S. 141–165, 12 Abb.; Nidda (Niddaer Heimatmuseum).

7 Anhang

Die in dieser Arbeit benutzten Pläne und Karten wurden von Frau KERSTIN BÄR (Nidda) in einem GIS-System mit der Flurkarte (Automatisierte Liegenschaftskarte, ALK 2009) georeferenziert und – soweit es möglich war – zur Deckung gebracht. Die Pläne sind im Anhang 7.1 aufgeführt. Alle angegebenen R-/H-Werte (Gauß-Krüger-System) der angeführten Bohrungen (Anhang 7.2) sowie Schachtbrunnen (Anhang 7.3) beziehen sich auf die georeferenzierten Pläne oder – vor allem bei noch vorhandenen Brunnen – auf ihre Darstellung in der ALK, soweit sie dort verzeichnet sind.

7.1 Georeferenzierte Karten

1788

„Situations-Riß des Hessischen Salzwerts zu Salzhausen“ (LANGSDORF 1788: Taf. II)

- enthält fünf Salzbrunnen mit dem Buchstaben „i“ (LANGSDORF 1788: 644 = Tafelerklärung), einen mit dem Buchstaben „s“ (LANGSDORF 1788: 451, 470) und einen im sog. Kunsthaus mit dem Buchstaben „k“ („In demselben ist ein Salzbrunnen“, LANGSDORF 1788: 644 = Tafelerklärung)
- Ich identifiziere folgende sieben Brunnen (von W nach E):
 - VII: rechteckiger Schachtbrunnen
 - III: rechteckiger Schachtbrunnen
 - Unbekannter runder Brunnen direkt am E-Ende von Gradierbau Nr. IV
 - I: runder Brunnen
 - V: im Kunsthaus (direkt S der Roßkunst = k): die Form ist unbekannt, ich habe ein Kreissymbol gewählt
 - VI: rechteckiger Schachtbrunnen
 - die Schwefelquelle
- der Radbrunnen ist nicht eingezeichnet. 1788 „steht“ er „unter der großen Windmühle“ (LANGSDORF 1788: 422), die im Plan verzeichnet ist.

um 1856

- „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“. Plan ist LEPSIUS (1902) beigegeben (Staatsarchiv Darmstadt, G 31 Q, Nachlaß Hesse, Konv. 56, Fsz. 5)
- die Datierung „um 1856“ ergibt sich aus mehreren Gründen:

- eingetragen sind nahezu alle Bohrungen von TASCHE aus dem Jahr 1847 mit den Angaben in hess. Fuß und nicht in der 1902 üblichen Angabe in m
- eingetragen ist die Tasche-Bohrung (1856–1858 gebohrt) mit der Angabe „Projectirter Bohrpunct“. Der Plan stammt deshalb aus der Zeit **vor** der Bohrung
- die in den Plan weiterhin eingetragene „Neue Bohrung 1901“ stammt von anderer Hand und ist später eingetragen worden
- Bebauung etc. geben den Stand um 1850 wieder
- die Schreibweise ist diejenige aus der Mitte des 19. Jahrhunderts

1859

„Grundriss des salzhäuser Braunkohlenlagers nach den 6 vorgerichteten Abbau-Etagen“ (TASCHE 1859: Taf. X, Fig. 1)

1891

- „Situationsplan von dem Soolbad Salzhausen“ (SONNE & RÜCKER 1891a: 248–249)
- Plan wird von FLECK (1921: 6) mit Ergänzungen erneut publiziert

1900

„Uebersichtskarte über Bad und Kurpark Salzhausen in der Gemarkung Kohden“ (TASCHE 1900)

um 1908

„Lageplan M = 1 : 2.000“ in ANONYMUS (ca. 1908)

1955

Konfiguration des Braunkohlenvorkommens von Salzhausen nach der äußersten Verbreitung seiner Kohlenarten und mit den nach 1945 angelegten Schächten (KIRCHHEIMER 1955: 48)

1975

„Plan 1 : 10.000. Anlage 2 zum Antrag des Hessischen Staatsbades Bad Salzhausen auf Genehmigung einer Tiefbohrung zur Erschließung von Thermalsole“ (Archiv Staatsbad Bad Salzhausen)

um 1977

Ausschnitt aus Flurkarte ohne Maßstab (Archiv Staatsbad Bad Salzhausen)

7.2 Tabellarische Aufstellung der Bohrungen

Vorbemerkung

Im Anhang 7.2 sind alle Bohrungen aus der Zeit ab 1820 chronologisch zusammengestellt, die im Mineralquellengebiet von Bad Salzhausen und seiner unmittelbaren Nachbarschaft abgeteuft worden sind.

Bohrung im Lichtschacht 3 des Wasserlösestollens des Braunkohlenbergwerks (1821–1822 + 1838–1840)

- Nr. 19 in SCHOTTLER (1921a, b)
- Bohrloch I in LEPSIUS (1902: 2)
- „Bohrversuch bei a“ in TASCHE (1854)
- Keine Sole
- 1821–1822 ausgeführt von Bergrat LANGSDORF und dem Berggeschworenen STORCH im „Stollenlichtschacht Nr. 3“ im Stollen, „der über ihm befindliche 55' [= 13,75 m] hohe Schacht bot [...] bequemen Raum dar“ (TASCHE 1850: 2–3)
- Bohrung war 1822 117,5 m (= 470 Fuß) tief und wurde 1838–1840 vertieft auf 155,7 m (= 623 Fuß) (LEPSIUS 1902: 2)
- 1838–1840 wurden die Bohrarbeiten im alten Bohrloch durch Oberfinanzrat REUSS neu aufgenommen (TASCHE 1850: 3). Bohrung mußte „aber, eingetretener Schwierigkeiten halber, schon in einer Teufe von 620' [= 155,0 m], ohne Soole erschürft zu haben, aufgeben“ werden (TASCHE 1854: 74, cf. Fußnote auf p. 97 und Bemerkung auf p. 125)
- Gesamte Kosten der Bohrung: ca. 6.000 Gulden! (TASCHE 1850: 3)
- Lage: R 34 98 530 / H 55 86 496
- Lage: Die Bohrung im Lichtschacht 3 ist im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) am „Bergwerksweg“ beim „Sandhauschen bei Lichtschacht Nr. 3“ eingezeichnet. Diese Lage stimmt nicht mit der von SCHOTTLER (1921b) angegebenen überein, sondern liegt weiter östlich. Die von SCHOTTLER (1921b) angegebene Lage entspricht einem weiteren, weiter westlich gelegenen Lichtloch (in einem undatierten Plan im Heimatmuseum Nidda als Lichtloch B bezeichnet), ist also falsch; das dazu gehörige Profil ist nicht bekannt.
- unvollständiges Profil nach WILLE (1828: 144):
 - -44,65 m: „Tauch-Gebirge“ „ist Wacke, blasiger Basalt“
 - -94,13 m: „Thon- und Kalkmergel“ (M = 49,48 m)
 - -100,67 m: „Thongebirge“ (M = 6,54 m)
 - -137,70 m: Tone, Letten und Sande, mit 1 cm Eisenstein (M = 37,03 m)
- Profil nach TASCHE (1854: 95–96):
 - -95 m: Basaltische Tuffe bzw. -93 m: „basaltische Tuff- und Conglomeratbildungen“ (TASCHE 1857)
 - -155,0 m: Sande und Tone (sind dort genauer aufgeschlüsselt)

- Profil nach LEPSIUS (1902: 2):
 - -100 m: Basalttuffe
 - -155,7 m: Sande und Tone

Bohrung am Soolbrunnen Nr. II (1825)

- 1825: Bohrung am Soolbrunnen Nr. II, 32,5 m tief (= 130 Fuß) (LEPSIUS 1902: 2)
- Keine Sole (LEPSIUS 1902: 2)
- 1826: „In der neuern Zeit sind die Bohrversuche in der Nähe der alten Soolbrunnen wiederholt worden, dabei aber noch kein entschiedenes Resultat erzielt.“ (WILLE 1828: 147)
- genaue Lage unbekannt

Bohrung am Soolbrunnen Nr. VII (1826)

- 1826: Bohrung am Soolbrunnen Nr. VII, 9,0 m tief (= 36 Fuß) (LEPSIUS 1902: 2)
- Keine Sole (LEPSIUS 1902: 2)
- 1826: „In der neuern Zeit sind die Bohrversuche in der Nähe der alten Soolbrunnen wiederholt worden, dabei aber noch kein entschiedenes Resultat erzielt.“ (WILLE 1828: 147)
- genaue Lage unbekannt

Zwei Bohrungen vor dem Kunsthaus Nr. 9 (1828)

- gebohrt von Oberfinanzrat REUSS „vor dem Kunsthaus Nr. 9“. Teufe von 130' = (32,5 m), die in 24,5 m (= 98 Fuß) Sole von 2 % Gehalt gaben. Quellen wurden gefaßt und das Wasser mit Saugpumpen etwa 1 Jahr gefördert, bis die Brunnen versiegten (TASCHE 1850: 3)
- genaue Lage unbekannt, im Bereich zwischen Wasserrad und Wasserturm (= polygonaler Hochbehälter für Sole aus dem 18. Jahrhundert, LANDESAMT F. DENKMALPFLEGE HESSEN et al. 1982: 334)

Zwölf Bohrversuche in den sog. Bruchwiesen (1846)

- die Flur „Die Faktor und Bruchwiese“ liegt in der heutigen Flurkarte im Bereich der Lithiumquelle
- gebohrt durch den „Accessist[en]“ (TASCHÉ 1849b: 176) oder Assistenten PFANNMÜLLER mit Teufen von meist 30–50' (= 7,5–12,5 m), max. 15 m. In der Nähe der Salzbrunnen und innerhalb der durch Salzflora bezeichneten Fläche wurde „Tagessoole“ nachgewiesen (TASCHE 1850: 4)
- genaue Lage der Bohrlöcher unbekannt

Bohrungen von 1847

- 1847: Es werden durch TASCHE insgesamt 34 Bohrungen abgeteuft, um das Torfmoor zu erkunden. Alle Bohrungen wurden von TASCHE ausgeführt (TASCHE 1854: 96).

Die dafür neu entwickelte Bohrtechnik erlaubte vor allem das Bohren im Trieb- bzw. Treibsand und wurde von TASCHE (1847b) beschrieben. Die meisten Bohrungen sind nur 4–5 m tief, sieben gehen von 25 bis 53 m. TASCHE (1850: 4) selbst gibt übertreibend an, „viele“ der 34 Brg. seien über 30 m (120') tief gewesen. Das Wasser trat aus Sanden des prävolkanischen Tertiärs „mit kaum merklichem Salzgehalte“ von meist 0,5–0,75 % zu (TASCHE 1854: 125, LEPSIUS 1902: 2). Lediglich in drei Bohrungen (ohne Nr., Nr. V, Nr. XI) wurden mit 1 %, 1,25–1,5 % bzw. 1,5 % höhere Salzgehalte angetroffen. Die folgenden Angaben wurden dem „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) und LEPSIUS (1902: 2) entnommen:

- ohne Nr./1847: 26,75 m (107 Fuß). Hier 1%-ige Sole. Möglicherweise handelt es sich um die Brg. Nr. I/1847 oder XXXIV/1847, für die LEPSIUS (1902: 2) eine Teufe von 25 bzw. 25,5 m angibt. R 34 98 921 / H 55 86 475
- Nr. II/1847: 30,00 m. R 34 98 822 / H 55 86 466
- Nr. III/1847: 9,00 m (36 Fuß). Hier 0,5%-ige Sole. R 34 98 791 / H 55 86 431
- Nr. IV/1847: 9,00 m (36 Fuß). Hier 0,5%-ige Sole. R 34 98 828 / H 55 86 434
- Nr. V/1847: 53,25 m (213 Fuß): hier 1,25–1,5 %-ige Sole. Für Brg. Nr. V („Bohrversuch bei b.“) gibt TASCHE (1854: 96) eine Teufe von 212,6 Fuß sowie ein detailliertes Profil an. Nach TASCHE (1854: 125) lag der Salzgehalt bei nur 1 %. R 34 98 768 / H 55 86 404
- Nr. VII/1847: nur Lage bekannt. R 34 98 782/ H 55 86 401
- Nr. VIII/1847: nur Lage bekannt. R 34 98 787 / H 55 86 407
- Nr. X/1847: 38,25 m (153 Fuß) bzw. 38,00 m. R 34 99 150 / H 55 86 505
- Nr. XI/1847: 32,00 m (128 Fuß): 1,5%-ige Sole („Bitterwasser“). Diese Bohrung entspricht Punkt c der Karte von TASCHE (1854). Hier fand sich „ein sehr bitter-schmeckendes, 1 ½–1 ⅝ pC. feste Bestandtheile enthaltendes Wasser“ – dies ist die 1857 gefaßte Bitterquelle. 32,00 m
- Nr. XXXIII/1847: 34,00 m (136 Fuß): Lage unbekannt
- Nr. XXXIV/1847: 25,50 m (102 Fuß): Lage unbekannt (s. o.)
- Einige der Bohrlöcher ließ TASCHE fassen (TASCHE 1849b: 176), woraus dann die Lithiumquelle entstand
- „Eine Reihe von kleineren Bohrversuchen von 100–213' Tiefe, welche der Verfasser ausgeführt hat, haben den Beweis geliefert, daß über diesen Rayon hinaus, wenigstens in den oberen Erdschichten, nur süßes Wasser gefunden wird.“ (TASCHE 1853: 16)
- Lage: im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) sind die meisten der 34 Bohrungen eingetragen, doch fast alle ohne Bezeichnung bzw. Bohrnummer. Bei vielen ist die Teufe und bei wenigen ist der Salzgehalt angegeben.

Bitterquelle (1847, 1857 gefaßt)

- 1847 von Tasche in einer Bohrung entdeckt und „zu Anfang des Jahres 1857 gefasst und erfreut sich bereits einer guten Aufnahme“ (TASCHE 1858: 73–74)

- Wegen der Teufenangabe und der Geschmacksangabe durch TASCHE (1854: 125) muß es sich um die Brg. Nr. XI/1847 mit 32,00 m Teufe handeln. Diese Bohrung entspricht Punkt c der Karte von TASCHE (1854). Hier fand sich „ein sehr bitterschmeckendes, 1 ½–1 ⅝ pC. feste Bestandtheile enthaltendes Wasser“ (= 1,5–1,625%-ig) (TASCHE 1854: 125)
- Lage: wenige m WSW der Stahlquelle. Verzeichnet im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856)
- Lage: R 34 99 125 / H 55 86 752
- spätere Nachrichten über die Quelle fehlen
- Analyse der „Bittersalzquelle“: CHELIUS (1905: 95)

Bohrung von der Sohle von Förderschacht XI des Braunkohlenbergwerks (1849)

- **Brg. 30 bei SCHOTTLER (1921a: 104) – fehlt in SCHOTTLER (1921b)**
- im Herbst 1849 ließ TASCHE von der Sohle von Förderschacht XI in 140' (= 35 m) Teufe eine Bohrung abteufen.
- Lage: R 34 97 988 / H 55 86 689
- Seine eigene Leistung feiert TASCHE (1850: 4–5) mit den Worten „Solche Aufschlüsse in den jüngeren Gebirgsformationen sind selten!“. Eine ausführliche Beschreibung des Profils findet sich in TASCHE (1849a). TASCHE (1849a: 36, 38; 1854: 85–86, 1859: 528) gibt folgendes zusammengesetzte Profil an:
 - 17,0 m: Dammerde auf Lehm
 - 7,75 m: Plastischer Ton, oben rötlich, unten weiß („Dachletten“)
 - 24,15 m: Braunkohlen
 - 13,25 m: gute Braunkohle („Förderkohle“)
 - 10,90 m: schlechte Braunkohle („Blätter- und taube Kohle“)
 - 3,13 m: Schwarzer, plastischer Ton („Sohlletten“)
 - 1,28 m: Weißer, plastischer Ton
 - 0,78 m: Weißgrauer, toniger Sphärosiderit (dieser wird auch von TASCHE 1856: 237 beschrieben)
 - 2,78 m: Olivinreicher, „von Bitumen durchdrungenen Basalt“ (TASCHE 1954). TASCHE (1849a: 37) gibt „ein olivinreiches, von Bitumen durchdrungenes Augit- oder Basaltgestein“ an. TASCHE (1854: 86) ist sich nicht sicher, ob es sich um den Gang, „der in der Nähe der Grube die Zone eines Rückens bildet und hier aus der Spalte übergequollen ist“ oder aber einen älteren Lavastrom handele. SCHOTTLER in ENGELHARDT & SCHOTTLER (1914: 331) hält die letztere Meinung für richtig und glaubt, „daß der auf seinem Ostwestprofil [TASCHE 1854, T. K.] durch die Umgebung von Salzhausen als mächtiger, südöstlich fallender Gang eingetragene Basaltkörper westlich von der Kohle als ein liegender und ein hangender Strom aufzufassen ist, daß die Kohle also zwischen zwei älteren Basaltergüssen liegt.“ (ENGELHARDT & SCHOTTLER 1914: 331)

- Aus der Nähe dieser Bohrung gibt KIRCHHEIMER (1955: 52) das Profil des Stefanie-Schachts an:
 - 5 m: Lößlehm
 - 4 m: Roterde mit Allit-Geröllen, Lettenstreifen und Basaltbrocken
 - 11,5 m: bunte, tonige Tuffite
 - 2,5 m: grauer, sandiger Ton (Dachletten)
 - 23,5 m: Braunkohle
 - 14,9 m: holzreiche Humuskohle
 - 0,9 m: Karpolithenkohle
 - 7,7 m: Blätterkohle, im unteren Teil mit dünnen Tuffit-Horizonten
 - dunkler, fetter Ton (Sohlletten)

Tasche-Bohrung (1856–1858)

- **Brg. Nr. 18 in SCHOTTLER (1921a, b) („Tasche’sches Bohrloch“)**
- **„Quelle I“ im Profil von LEPSIUS (1902)**
- **HLUG 5519/2348**
- Lage: R 34 98 913 / H 55 86 482
- Evtl. speist das Wasser aus diesem Bohrloch die beiden Brunnen in der heutigen „Trinkhalle“ bzw. „Wandelhalle“, die um 1830 errichtet wurde (LANDESAMT F. DENKMALPFLEGE HESSEN et al. 1982: 334–335)
- 1856–1858 (SCHOTTLER 1921a: 95). Beginn Februar 1856 (TASCHE 1857: 162), Ende: Mai 1858 (LEPSIUS 1902: 5)
- TASCHE (1847a: 17) schlägt die „Vornahme eines tiefen Bohrversuchs“ vor, um „stärkere Soole“ im erwarteten Buntsandstein und vielleicht sogar einen „Salzstock“ zu erbohren. Weitere Gedanken und Vorschläge für diese Bohrung bringt TASCHE (1850), der als Lokation einen „Raum“ vorschlägt, „welchen das Kunsthaus Nr. 9 oder vielmehr der in demselben befindliche Salzbrunnen Nr. 3 umschließt.“ Hier dürfte „die meiste Aussicht zur Erreichung einer besseren Soole oder gar des Steinsalzes darbieten.“ (TASCHE (1850: 16). TASCHE suchte tatsächlich nach Steinsalz und „hochprocentigen Soolen“ (TASCHE 1858: 42)
- TASCHE (1857) bringt in der Fachzeitschrift „Der Berggeist“ technische Details der Bohrung und verweist auf die neue Bohrtechnik, die er bereits 1847 veröffentlicht hat (TASCHÉ 1847b)
- Lage: nördlich vom Kunsthaus ist im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) ein „x“ eingetragen ist, laut Legende „Projectirter Bohrpunct“.
- Dieses Kreuz bezeichnet den Ansatzpunkt der „Tasche-Bohrung“ von 1856–1858
- Höhe: 141,5 m über NN (SCHOTTLER 1921a: 95)
- Teufe: 545 Fuß = 136 m (LEPSIUS 1902: 3) bzw. 136,27 m (SCHOTTLER 1921a: 95–97)
- Profil nach LEPSIUS (1902: 3):
 - -136 m: pliozäne Sande und Tone

- Profil nach SCHOTTLER (1921a: 95–97):
 - -8,83 m: Auffüllung?
 - -136,27 m tertiäre Sedimente: Sand, Kies, Ton, Braunkohle, an verschiedenen Stellen Pyrit und bei 120,02–120,12 m „Körniger schwefelsaurer Baryt mutmasslich“
- Wasserzufluß bei 73 m mit 22,5 °C und 1,25 % Salzgehalt, Wasserzufluß bei 100 m mit 23,4 °C und schwachem Salzgehalt. In „grösserer Tiefe nahmen der Salzgehalt bis auf 0 % und die Temperatur auf 15 °C ab – woraus ich schliesse, dass der Zufluss des warmen Soolwassers an diesem Orte nicht aus der Tiefe, sondern seitlich den Sanden zufliesst [...]“ (LEPSIUS 1902: 3)
- Temp. nahm „mit der Tiefe stetig zu und betrug bei 100 m u. Tag 23,4 °C, doch stieg der Salzgehalt nicht über 1 ¼ v. H., weil in den verschiedenen Schichten ziemlich viel Süßwasser angetroffen wurde.“ (SCHOTTLER 1925: 25)

Trinkwasser-Bohrung am Schäfersteich im Kurpark (1899)

- Brg. Nr. 21 in SCHOTTLER (1921a, b)
- Versuchsbohrloch 1 (LEPSIUS 1902: 3)
- Lage: R 34 98 691 / H 55 86 829
- Trinkwasser-Bohrung 1899 (SCHOTTLER 1921a: 99) oder 1900 (LEPSIUS 1902: 3)
- keine Sole
- Profil nach LEPSIUS (1902: 3):
 - -7,5 m: Sande und Tone, Tertiär
 - -43,00 m: Trachyt
- Profil nach SCHOTTLER (1921a: 99–100):
 - -7,2 m: Sande und Tone, Tertiär
 - -43,64 m: Trachyt, nicht durchteuft
- Im Trachyt wurde anschließend ein Schacht niedergebracht (Teufe: 20 m) mit zwei Querschlägen, die zeigten, „dass die grossen zerbrochenen Schollen des Phonolithes mit 45° in Südwest einfielen.“ (LEPSIUS 1902: 4)

Versuchsbohrung 2 ca. 50 m SW Schacht am Schäfersteich (1900)

- Nr. 21a in SCHOTTLER (1921a) – nicht in SCHOTTLER (1921b) verzeichnet
- Lage: 50 m vom Schäfersteich entfernt (LEPSIUS 1902: 4), genaue Lage unbekannt
- keine Sole
- Profil nach LEPSIUS (1902: 4):
 - -21,0 m: Sande und Tone, Tertiär
 - -51,00 m: Trachyt
- Profil nach SCHOTTLER (1921a: 100):
 - -7,4 m: Löß/Pleistozän
 - -20,15 m: Sande und Tone, Tertiär
 - -51,00 m: Trachyt, nicht durchteuft

Versuchsbohrung 3 ca. 100 m SW Schacht am Schäfersteich (1900)

- **Nr. 21b in SCHOTTLER (1921a) – nicht in SCHOTTLER (1921b) verzeichnet**
- Lage: 100 m SW vom Schäfersteich (LEPSIUS 1902: 4), genaue Lage unbekannt
- keine Sole
- Profil nach LEPSIUS (1902: 4):
 - -30,0 m: Basalttuffe
- Profil nach SCHOTTLER (1921a: 100):
 - -8,3 m: Löß, Pleistozän
 - -31,00 m: Basalt, nicht durchteuft

Trinkwasserbrunnen des Salzhäuser Wasserwerks „im Abflusstälchen am Südwestende des Talkessels“

- **Nr. 31 in SCHOTTLER (1921a) – nicht in SCHOTTLER (1921b) verzeichnet**
- 4 Brunnen, ausgeführt 1900 „durch die Firma Piktet in Darmstadt“. Proben waren nicht mehr vorhanden, die Bohrprofile entstammen „einer der Badedirektion zu Nauheim gehörenden Zeichnung“ (SCHOTTLER 1921a: 104–105)
- Lage: R 34 98 876 / H 55 86 121 (Brunnen I), R 34 98 863 / H 55 86 135 (Brunnen II), R 34 98 850 / H 55 86 147 (Brunnen III), R 34 98 854 / H 55 86 124 (Brunnen IV)
- **Brunnen 1**, Profil nach SCHOTTLER (1921a: 104)
 - -30,20 m: Basalttuff
- **Brunnen 2**, Profil nach SCHOTTLER (1921a: 105)
 - -11,80 m: Basalttuff
 - -14,10 m: Sandiger Ton
- **Brunnen 3**, Profil nach SCHOTTLER (1921a: 105)
 - -17,50 m: Basalttuff
- **Brunnen 4**, Profil nach SCHOTTLER (1921a: 105)
 - -25,50 m: Tone und Sande des Tertiärs

Erste Lepsius-Tiefbohrung (1900–1901)

- **Nr. 20a in SCHOTTLER (1921a) – nicht in SCHOTTLER (1921b) verzeichnet**
- **Tiefbohrung I**
- **HLUG 5519/2351**
- 28.10.1900–22.6.1901: 413,25 m tiefe Tiefbohrung unter Leitung von LEPSIUS zur Gewinnung von warmer Sole, ausgeführt von der Bohrgesellschaft Thumann in Halle a. d. S. (LEPSIUS 1902: 1; SCHOTTLER 1921a: 99)
- Lage: 120 m S vom Kurhaus (LEPSIUS 1902: 1) bzw. 19 m S der Zweiten Lepsius-Tiefbohrung (SCHOTTLER 1921a: 99)
- Lage: R 34 98 860 / H 55 86 535

- Bohrung war verrohrt bis zur Teufe von 327 m, bis zur ET steht das Bohrloch im Gestein (LEPSIUS 1902: 1). 1976 ergab eine Lotung eine Teufe von noch 78,52 m (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen). Bohrung ist verstürzt (CARLÉ 1975: 222–223)
- Höhe: 142,06 m (SCHOTTLER 1921a: 98) bzw. 141,69 m (EHRENBERG & HICKETHIER 1985: 123)
- Thermalwasserzutritt im Trachyt bei Endteufe mit 36 °C und Salzgehalt von 2,12 % und 0,1 g Kohlensäure (LEPSIUS 1902: 1, 6, 11), doch konnten durch Pumpen im Oktober 1902 nur 2,7 l/s (= 238 m³/Tag) mit 27,8 °C und 2,5 % Salzgehalt als Maximum gefördert werden. LEPSIUS (1902: 12) spricht deshalb von einem Mißerfolg, für den in erster Linie die „ungenügende Verrohrung“ die Schuld habe. Über Tage soll beim Erreichen der Endteufe das Wasser artesisch mannshoch mit 33 °C herausgesprungen sein und erst „nach einer in der darauffolgenden Nacht durchgeführten Bohrlochsprengung ausgeblieben sein“ (SCHARPFF 1972: 77–78 nach einem Gutachten aus dem Archiv des Staatsbades Bad Nauheim). 1903/1904 soll das Wasser noch mit 34 °C und 1 l/s ausgeflossen sein (SCHARPFF 1972: 78)
- ausführliche Beschreibung der Bohrung bei SCHARPFF (1972: 76–78)
- Profil nach LEPSIUS (1902: 5):
 - -146 m: Sande und Tone, Tertiär
 - -413,25 m: Trachyt mit tertiären Sanden bei 188–191 m und bei 320–341 m
 - Temperaturkurve und Salzgehalt des Wassers in LEPSIUS (1902: 7) zeigen Zunahme der T und des Salzgehalts in den letzten 70 m (ab 343 m)
- Profil nach SCHOTTLER (1921a: 99) und FLATHE & HOMILIUS (1972: 278):
 - -5,5 m: Moorboden, Quartär
 - -146 m: Sand mit tonigen Einlagerungen des Tertiärs
 - -413,3 m: klüftiger Trachyt, evtl. mit Einlagerungen von Sand bei 188–191 und 320–341 m (vielleicht aber auch Nachfall)

„Versuchsbohrloch Nr. III“ (1904)

- Lage: R 34 98 839 / H 55 86 602
- Bohrung ist lediglich auf einem großen Poster „Tiefbohrungen zu Bad=Salzhausen“ (ca. 1908) im Heimatmuseum Nidda dokumentiert (ANONYMUS ca. 1908)
- Lage: nach Lageplan M = 1 : 2.000 in ANONYMUS (ca. 1908) unmittelbar südlich des Kurhauses und 47,45 m NNE von Tiefbohrung II
- Profil nach ANONYMUS (ca. 1908):
 - -28,85 m (ET): tertiäre Sande, Tone und Braunkohlen
- ein genaues Bohrprofil ist dargestellt in ANONYMUS (ca. 1908)

Zweite Lepsius-Tiefbohrung (1906–1908)

- Nr. 20 in SCHOTTLER (1921a, b)
- „Tiefbohrung II“ (ANONYMUS ca. 1908)

- **HLUG 5519/2350**
- 1906–1908: 646,61 m tiefe Tiefbohrung unter Leitung von LEPSIUS zur Gewinnung von warmer Sole, ausgeführt von der Erkelenzer Bohrgesellschaft (SCHOTTLER 1921a: 98–99)
- eigentliche Bohrung 10.3.1907–14.12.1908 (Brief Dr. Eser vom 15.2.1910)
- Lage: R 34 98 853 / H 55 86 553
- heute deutlich aufgewölbter Bereich von ca. 5 m² Fläche mit Wasseraustritt und ausgeprägter Salzflora (Abb. 4)
- Höhe: 142,06 m (SCHOTTLER 1921a: 98)
- Zutritt von Thermalwasser aus dem geklüfteten Trachyt, das bei der Bohrung in den Rotliegend-Gesteinen verschwand, aber nach Abdichtung oben auslief. Es hatte eine Temperatur bis 40 °C und lief 1925 im Überlauf noch mit 28 °C und 19.760 mg/kg Salz aus. Die Bohrung war seinerzeit die salzhaltigste aller Salzhausener Brunnen (SCHOTTLER 1925: 26). Die Sole wurde von LEPSIUS 1909 in einer Teufe von 420 m erhohrt. „Das Wasser konnte aber nur durch Pumpen erhalten werden und steht in dem verlassenen Bohrloch wenig unter Tag an.“ (ENSSLIN 1926: 252). Hauptwasserzutritt bei 408–420 m (SCHOTTLER 1921a: 82) bzw. 420–450 m (SCHARPFF 1972: 78 nach unveröffl. Gutachten von WAGNER 1938). Wasserzutritt aus dem Trachyt mit 3 l/s Auslauf (gepumpt). Bohrung erbrachte kaum CO₂ (CARLÉ 1975: 223). Eine chemische Analyse der Sole nach Angaben der chem. Prüfstation für die Gewerbe in Darmstadt findet sich in ENSSLIN (1926: 252)
- Bohrung wurde später bis 554,50 m mit Ton und bis 494,32 m mit Sand verfüllt, wurde aber „nach Abschluß der damaligen Arbeiten bereits wegen zu geringer Ergiebigkeit aufgegeben“ (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen). Bohrung ist verstürzt (CARLÉ 1975: 223)
- 1938: Pumpversuch, Bohrloch war zu diesem Zeitpunkt mit Steinen verfüllt und wurde für den Pumpversuch freigelegt, danach wieder Verfüllung (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen)
- 1952: Freilegung, Ausrüstung mit einer Pumpe und Wasserentnahme bis 1955. Nach dem Ergebnis des Pumpversuchs von 1938 und den Wasserentnahmen von 1953/1955 „sind in den Klüften des Phonoliths und den Poren der tertiären Sande, in denen beide Bohrungen stehen, größere Mengen Sole gespeichert, die sich nur sehr langsam wieder erneuern.“ (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen)
- Profil nach SCHOTTLER (1921a: 98–99) und FLATHE & HOMILIUS (1972: 278):
 - -5,2 m: Mutterboden + Moorboden
 - -128,8 m: tertiäre Sande, Tone und Braunkohlen.

Einzige fossilführende Schicht des Bohrlochs war ein dunkelgrauer Ton bei 80–82 m (SCHOTTLER 1921a: 16) mit Süßwassermuscheln, -schnecken und Ostrakoden. Die Muschelschalen wurden von HAAS & WENZ (1923) der rezenten „Lokalform“ *Unio batavus taunicus* KOBELT zugeordnet. Cf. WENZ (1922: 57–59, Taf. II, Fig. 1) mit Foto der Muschel. Er sieht die Muschel als Faziesanzeiger für einen langsam fließenden schlammigen Bach oder einen kleinen, flachen See sowie für kalk-

reiches Wasser an. OPPENHEIM (1922: 241) hält die Bestimmung für falsch: „Bei der Unionide soll es sich nicht nur um den rezenten *Unio batavus* LM., sondern sogar um eine noch heute im gleichen Gebiet lebende Lokalform, den *U. batavus taunicus* KOBELT handeln, eine Annahme, die an und für sich unwahrscheinlich, auch nicht den zwingenden Beweis in den beigegebenen Zeichnungen findet. [...] Da zudem das Schloß in der fossilen Form bisher nicht bekannt ist, so vermag Ref. bisher dem Verf. in dieser Identifikation nicht zu folgen, und noch weniger die sehr weitgehenden tiergeographischen Folgerungen zu unterschreiben, welche er auf dieser immerhin etwas schwankenden Unterlage aufbaut.“ WENZ bestimmte auch noch die zahlreichen Schneckengehäuse zunächst als *Pseudamnicola* (SCHOTTLER 1921a: 16), dann als *Amnicola schottleri* n. sp. (WENZ 1922: 60), die von SCHOTTLER (1931: 35) als *Amnicola schottleri* WENZ angegeben wird. HAUPT konnte mehrere Ostrakoden bestimmen (SCHOTTLER 1921a: 16), nämlich *Cytheridea muelleri* (MÜNSTER) (WENZ 1922: 60) – eine vorwiegend marine, seltener brackische Art (WENZ 1922: 60) – und *Cytheridea muelleri* (MÜNSTER) var. *torosa* Jones (SCHOTTLER 1931: 36). Aufgrund der Fossilfunde entspann sich eine Debatte über das Alter der Schicht zwischen WENZ (1922: 57 ff.) und HUMMEL (1924: 65–67; 1929 179)

- -575 m: klüftiger Trachyt
- -607 m: „Brauner, schwach durch Eisenhydroxyd verkitteter Sand mit kleinen weissen Kalkbröckchen. (Tuffit.)“ (SCHOTTLER 1921a: 99)
- -612 m: „Grüne tonige Masse. (Tuff.)“ (SCHOTTLER 1921a: 99). SCHOTTLER (1931: 23–24) teilt eine chem. Analyse von 1909 mit („phonolithischer Bolus“)
- -646,61 m: Sandsteine und Tone des Oberrotliegenden mit Einlagerungen von Kalksteinen

„Neubohrung 1960“, seit ca. 1974 Södergrundquelle genannt

- „Sole-Neubohrung“ (SCHARPFF 1972: 84)
- Lage: R 34 99 116 / H 55 86 522
- Höhe: 141,33 m über NN (WIEGAND 1975)
- Bohrung wurde 60 m SE Schwefelquelle in einem geophysikalisch durch niedrige Widerstände ausgezeichnetem Gebiet (DEPPERMAN et al. 1960) angesetzt.
- Schichtenbeschreibung (Schichtenverzeichnis):
 - -5,5 m: Holozän mit Moorboden, schluffigem Ton und Torf
 - -8,30 m: Ton, schluffig (Pleistozän)
 - -56,00 bzw. 56,40 bzw. 56,50 m (ET): tonige Sande (Tertiär)
- „Die Schichten in Tiefen von mehr als 47 m brachten einen Wasserauftrieb mit gespanntem Wasser bis 0,5 m über Flur. Der Pumpversuch erlaubte bei einer Absenkung von 8,60 m eine Entnahme von 6 m³/h. Der Chloridgehalt nahm mit der Tiefe laufend zu und lag bei 7300 mg/l bei der Endteufe.“ (FLATHE & HOMILIUS 1972: 282). Nach Erbohren war die Södergrundquelle artesisch (0,5 m über GOK = 141,83 m über NN)

(WIEGAND 1975). Nach einer Sanierung bzw. Reparatur 1973 läuft der Brunnen nicht mehr artesisch über. Der Ruhewasserspiegel lag 0,55 m unter GOK = 140,78 m über NN (WIEGAND 1975), so daß gepumpt werden mußte (OTT 1974). Nach der Fassung der Nibelungenquelle wird die Södergrundquelle überwiegend als Reservebrunnen genutzt (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen). Die Södergrundquelle ist der einzige Brunnen, der nicht als Heilquelle staatlich anerkannt ist; dies geht auf ein Gutachten von OTT (1974) zurück

- Analysen:
 - Analyse von 1960: HÖLTING (1985a: 32–33)
 - Gr. Heilwasseranalyse von 1968
 - Analyse o. J.: CARLÉ (1975: 222)

Nibelungenquelle (1972/1973)

- 1971 beantragt das Staatsbad beim RP in Darmstadt das „Niederbringen einer Reservebohrung nach Mineralwasser“ („Sole-Neubohrung“) mit der Begründung, die alten Quellen seien flach gefaßt und eine Sanierung sei „aus Kostengründen und Gründen des Heilquellenschutzes“ unzweckmäßig. Die Brunnen 1, 3, 5 und 6 sollten durch die Neubohrung ersetzt werden (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen). Der Bohrpunkt wurde anhand der geoelektrischen Untersuchungen von 1959 (DEPPERMAN et al. 1960) angesetzt
- Lage: R 34 98 988 / H 55 86 418
- Brg. 1972/1973, Fassung 1973, Reparaturen 1998/99
- Höhe: 139,47 m über NN (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen)
- Schichtenbeschreibung (nach Unterlagen im Archiv im Staatsbad Bad Salzhausen gibt es ein Gamma-Ray-Profil, das mir aber nicht vorliegt):
 - -10 m: Quartär
 - -204 m: Tone und Sande des Tertiärs
- bei 150–160 m Tiefe trat das wärmste Wasser auf (19,8 °C). Das Wasser lief artesisch über mit Ruhewasserspiegel von 0,5 m über GOK = 139,97 m über NN (WIEGAND 1975)
- Analysen:
 - Große Heilwasseranalyse von 1973
 - Große Heilwasseranalyse von 1974
 - Analyse von 1974 (DRECHSLER): DRECHSLER (1983: 323)
 - Analyse vom 18.6.1973: HÖLTING (1985a: 32–33)

Thermalsolebohrung Bad Salzhausen (1975–1976)

- HLUG 5519/727
- Brg. April 1975–Juni 1976 bzw. Okt. 1975–Mai 1976
- Lage: R 34 98 967 / H 55 86 350
- Höhe: ca. 140 m über NN

- Schichtenbeschreibung durch WIEGAND und Kurzfassung in HOTTENROTT (1985: 75)
 - -9 m: Quartär
 - -42 m: „Intensiv zersetzte Vulkanite“ (EHRENBERG & HICKETHIER 1985: 102)
 - -571 m: Tertiär mit 6 Braunkohlenschichten, die HOTTENROTT (1985: 75) palynologisch datieren konnte. Nach dem Schichtenverzeichnis von WIEGAND liegt die Grenze bei **621,0 m**
 - ca. 180 m: Hydrobienbild (HOTTENROTT 1985: 76) – WIEGAND: k. A.
 - ca. 230 m: Oberes Cyrenenbild (HOTTENROTT 1985: 76) – WIEGAND: k. A.
 - 352–354 m: Braunkohle, schwarz, etwas tonig (WIEGAND). Oberes Cyrenenbild (HOTTENROTT 1985: 76)
 - 392–400 m: Braunkohle, schwarz (WIEGAND). Unteres Cyrenenbild (HOTTENROTT 1985: 76)
 - 533–535 m: Ton mit etwas Braunkohle, schwarz (WIEGAND). Unteres Cyrenenbild (HOTTENROTT 1985: 76)
 - 542–548 m: Ton, Quarzit, Tonstein, Braunkohle, Basalt (WIEGAND). Unteres Cyrenenbild (HOTTENROTT 1985: 76)
 - -1.000 m: Rotliegendes mit Tonsteinen, z. T. Schluffsteinen und einzelnen Feinsandsteinbänken
- Nach einem Gutachten von WIEGAND (15.9.1976) erbrachte die Bohrung am Ende des 3. Pumpversuchs qualitativ gutes Thermalwasser (Na-Cl-Thermalsole) bei 633–1.000 m mit 37.009 mg/kg gelösten Feststoffen und 34,7 °C, doch lieferte sie für eine Nutzung viel zu wenig Wasser (12 l/min = 0,72 m³/h). Die Bohrung wurde deshalb wieder verfüllt. (Etwas abweichend davon gibt HÖLTING (1979: 85–86) eine Konzentration von 33.779 mg/kg, 210 mg/kg freies CO₂ und eine Temp. von 27,3 °C an.)
- Analyse vom 5.7.1976: HÖLTING (1985a: 32–33)

Solebohrung am Landgrafenteich (1976), 1977 als Roland-Krug-Quelle getauft

- **HLUG 5515/732**
- Nach dem Fehlschlag mit der 1.000 m tiefen Bohrung von 1975–1976 sollte das Wasser nun oberflächennah erschlossen werden. Neben Luftbildauswertungen wurde wiederum auf die geoelektrischen Untersuchungen von 1959 (DEPPERMAN et al. 1960) zurückgegriffen.
- Lage: R 34 99 218 / H 55 86 635
- Höhe: 142,84 m über NN
- Schichtenverzeichnis (WIEGAND):
 - -9 m Quartär
 - -205 m (ET): Tone, Sande und Kiese (Tertiär)
- Solezutritt im wesentlichen aus
 - 76–88 m (Grobsand und Kies)
 - 110–115 m (Grobsand und Kies)

- darüber liegende, sandig-kiesige Sedimente mit geringer stark mineralisierten Na-Cl-Wässern wurden abgedichtet
- Pumpversuche ergaben $4,8 \text{ m}^3/\text{h} = 1,3 \text{ l/s}$ und max. $15 \text{ m}^3/\text{h}$ im Dauerpumpversuch, so daß die Fördermenge auf $3,6 \text{ m}^3/\text{h}$ begrenzt wurde (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen). Heute werden $3,96 \text{ m}^3/\text{h}$ (= 66 l/min) entnommen (HÖLTING in KÄSS & KÄSS 2008: 837), doch muß das Wasser gepumpt werden, d. h. es gibt keinen artesischen Überlauf (MICHELS & SCHMIDT 2000: 93)
- Analyse von 2006 (FRESENIUS) in HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008: 841)

7.3 Tabellarische Aufstellung der Schachtbrunnen

Vorbemerkung

Die Bezeichnungen einiger Brunnen haben sich im Laufe der Zeit geändert. Die im folgenden benutzten Namen bzw. Numerierungen beziehen sich auf die **letzte** Benennung. Es wird die neutrale Bezeichnung „Brunnen“ gewählt, auch wenn sich in der alten Literatur und den alten Unterlagen meist Bezeichnungen wie „So(o)lquelle“, „So(o)lbrunnen“, „Salzquelle“, „Salzbrunnen“, „Quelle“ etc. finden.

Radbrunnen (vor 1697)

- 1697: 3 Brunnen (WINKELMANN 1697: 72). Nach dem Auffinden des „Neuen Brunnens“ 1730 muß es sich um den „Alten Brunnen“, den „Radbrunnen“ und den „Kleinen Brunnen“ handeln
- 1745: 4 Brunnen vorhanden (KLIPSTEIN 1788: 395–396), diese auch noch 1770 vorhanden (KLIPSTEIN 1788: 398)
 - Alter Brunnen: „reichlich 2 Grad“ Salz, aber schwacher Zufluß
 - Kleiner Brunnen: ca. 1,5 Grad Salz, und schwächerer Zufluß
 - Radbrunnen, so tief wie der zweite, aber stärkerer Zufluß
 - Neuer Brunnen: gut 30' tief [= 7,5 m], in der Güte wie der Kl. Brunnen und der Radbrunnen, aber bei weitem der stärkste. Er lieferte jährlich 8.800 Centner Salz
- 1754 wurde aus drei der vier Brunnen das Wasser durch ein Tretrad gefördert, während das Wasser aus dem vierten Brunnen „durch ein kleines 13' hohes Rädchen in einen noch dabei stehenden Gradirbau gebracht“ wurde. Dieser Brunnen wurde deshalb „Radbrunnen“ genannt. Das 4,25 m große Kunstrad des Radbrunnens erhielt sein Aufschlagswasser von einem Weiher und war häufiger „Uberschwemmung ausgesetzt [sic]“ (KLIPSTEIN 1788: 397). Im „Situations-Riß des Hessischen Salzwerks zu Salzhausen“ (LANGSDORF 1788: Taf. II) sind zwei Weiher bzw. „Kunstteiche“ (mit „g“ gekennzeichnet) nördlich des Gradierbaus V eingetragen
- Der Versuch, den Radbrunnen 1776 im „morastigen Boden“ besser zu fassen, mißlingt LANGSDORF, weil es sein erster Brunnen in Salzhausen ist, den er neu fassen wollte

(LANGSDORF 1788: 422). Dies könnte die Ursache dafür sein, daß der Radbrunnen später aufgegeben und verfüllt wurde (s. u.)

- 1788 „stehet“ der Radbrunnen „unter der großen Windmühle“ (LANGSDORF 1788: 422). LANGSDORF hatte auf das neue, westliche Gradierwerk (Nr. IV) „zwei kleine Windmühlen“ und auf das neue, östliche (Nr. V) „nur eine große“ setzen lassen (LANGSDORF 1788: 426). Ob sich der Radbrunnen aber tatsächlich lotrecht unterhalb des neuen Gradierwerks V und der neuen Windmühle befand, muß offenbleiben, denn der „Situations-Riß des Hessischen Salzwerks zu Salzhausen“ (LANGSDORF 1788: Taf. II) verzeichnet hier nur Gradierwerk und Windmühle, aber keinen Brunnen (Abb. 6). Vielleicht war mit der Angabe „unter der großen Windmühle“ auch die spätere Schwefelquelle (s. u.) gemeint, die ca. 37 m nordöstlich von der Windmühle im Situations-Riß eingezeichnet ist (Abb. 6). Spätere Angaben zum Radbrunnen fehlen; an der Stelle der Windmühle ist heute kein Wasseraustritt zu beobachten (mdl. Mitt. KERSTIN BÄR)

Unbekannter Brunnen ohne Numerierung (vor 1788)

- Direkt am Ostende des Gradierbaus Nr. IV, WNW vom Brunnen I (im Wasserturm), ist in LANGSDORF (1788: Taf. II) ein „Salzbrunnen“ mit runder Form eingetragen. Von dieser Stelle sind in späteren Unterlagen keine Brunnen bekannt

Brunnen I (vor 1788)

- Lage: R 34 98 935 / H 55 86 490 (im Mittelpunkt des sog. Wasserturms, eines polygonalen Hochbehälters für Sole aus dem 18. Jahrhundert, LANDESAMT F. DENKMALPFLEGE HESSEN et al. 1982: 334). Frühe Abbildungen des Turms finden sich in MÖLLER (1835: Frontispiz) und TASCHE (1853: Frontispiz) (Abb. 7, 8)
- An der Stelle des heutigen Brunnens Nr. I ist in LANGSDORF (1788: Taf. II) ebenfalls ein „Salzbrunnen“ mit runder Form eingetragen, was dafür spricht, daß der Wasserturm zu dieser Zeit bereits existierte, doch ist seine Nummer nicht bekannt. Ein Brunnen Nro. 1 hatte 1825 einen Salzgehalt von 0,25 % (WILLE 1828: 146), doch ist seine Lage unbekannt
- man mag mit SCHARPFF (1972: 80) spekulieren, daß der Brunnen Nr. I auf den bereits 1697 genannten „Alten Brunnen“ und damit vielleicht sogar auf die 1629 erschlossene „Hauptquelle“ zurückgeht, doch gibt es dafür keine Belege
- im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) ist der Hochbehälter verzeichnet, doch wird er als „Salzbr. Nr. II“ (mit einem Salzgehalt von 1 %) bezeichnet. **Vieles spricht dafür, daß sich in der ersten Hälfte des 19. Jahrhundert der wichtigste Brunnen unter dem Hochbehälter befand und als Nr. II bezeichnet wurde:** 1825 liefert der „Brunnen Nro. 2“ die größte Menge der Rohsole, die für die Saline entnommen wird (WILLE 1828: 147). Das Wasser des „Soolbr. Nr. 2“ tritt aus 30 Fuß Teufe (= 7,5 m) mit ca. 3–4 Kubikfuß/Minute und einem Salzgehalt von ca. 1 % und einer Temp. von 15 °C zu (WILLE 1828: „Tabellarische Zusammenstellung ...“ hinter p. 168, Nr. 12). „Die Soole wird aus der Quelle Nr. 2 durch ein Pumpentriebwerk der Saline aus einer Tiefe von ungefähr 30 Fuß [= 7,5 m TK] zu Tage gefördert. Hiernach

zum Trinken, zur Versendung und zu Bädern verwendet.“ (MÖLLER 1835: 199). Der „Hauptbrunnen Nr. 2, der auch der tiefste ist“, war mit 5,05 Mio. Kubikfuß Schüttung in 9 Monaten, wohl einer Saison, auch der stärkste Brunnen (TASCHE 1854: 126). Nach TASCHE (1853: 18) hat LIEBIG am 7.4.1843 das „Wasser des Salzbrunnens Nr. 2“ beprobt und dann untersucht (LIEBIG 1844)

- der Brunnen im Wasserturm ist erstmals 1891 als „Salzbrunnen Nr. 1“ im „Situationsplan von dem Soolbad Salzhausen“ verzeichnet (SONNE & RÜCKER 1891a: 248–249); 1892 wurde er als „Kochsalzquelle No. I“ bezeichnet (SONNE & FRANKE 1893: 430–431). 1900 wird das für Trinkzwecke genutzte Wasser von „Brunnen I“ in drei „Hähne an der Aussenseite des über dem Brunnen [...] erbauten Thurms“ geleitet, doch wird das Wasser auch für Badezwecke genommen (SCHNITTSPAHN in TASCHE 1900: 14). Der „Salzbrunnen I“ ist ca. „10 m tief ausgeschachtet und mit Holz ausgekleidet“ (SCHÜTZE 1907: 223); nach Unterlagen im Archiv des Staatsbades Bad Salzhausen handelt es sich um einen 9,7 m tiefen, gemauerten Schachtbrunnen von 5,5 x 5,5 m Grundfläche, während SCHARPFF (1972: 81) einen elliptischen Querschnitt von ca. 5,0 x 3,8 m angibt.
- Das Wasser fließt „im Beharrungszustand“ auf Höhe von 139,73 m über NN in den Salzbach frei über (1973)
- Analysen:
 - Analyse von 1892 („Kochsalzquelle No. I“): SONNE & FRANKE (1893: 430–431)
 - Analyse o. J.: CARLÉ (1975: 222)

Brunnen II

- Als „Salzbr. II“ wurde in der 1. Hälfte des 19. Jahrhundert der Brunnen I unter dem Wasserturm bezeichnet (s. o.)
- Im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) ist SE des Brunnens VII und S des Gradierbaus Nr. IV ein weiterer „Salzbr. II“ verzeichnet, doch bezieht sich die Eintragung auf eine Bohrung von 1847, in der Mineralwasser angetroffen wurde
- in späteren Karten, Veröffentlichungen und Unterlagen ist ein Brunnen II nicht mehr verzeichnet
- Analysen: nicht bekannt

Brunnen III (vor 1788)

- Lage: R 34 98 862 / H 55 86 474. Im „Pumphaus“ bzw. Pumpenhaus von ca. 1820, das eine Pumpenanlage aus dem 18. Jahrhundert schützte (LANDESAMT F. DENKMALPFLEGE HESSEN et al. 1982: 334), von SCHARPFF (1972: 81) „Brunnenhäuschen“ genannt
- rund um das Pumpenhaus dringt heute Salzwasser auf (mit Salzflora)
- An der Stelle des heutigen Brunnens III ist von LANGSDORF (1788: Taf. II) ein eckiger Schachtbrunnen eingetragen, doch ist seine Nr. nicht bekannt. 1825 hatte ein Brunnen Nro. 3 einen Salzgehalt von ca. 1 % (WILLE 1828: 146), doch ist seine Lage nicht bekannt

- Im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) nennt sich der heutige Brunnen III „Salzbr. VI“
- 1891, im „Situationsplan von dem Soolbad Salzhausen“ (SONNE & RÜCKER 1891a: 248–249), wird er dann „Salzbrunnen Nr. III“ genannt und das Wasser 1892 als „Kochsalzquelle No. III“ untersucht (SONNE & FRANKE 1893: 431–432). 1900 wurde das Wasser von „Salzbrunnen Nr. III“ bzw. „Brunnen Nr. 3“ für Trinkzwecke genutzt und z. T. mit Bad Nauheimer Mutterlauge angereichert (SCHNITTSPAHN in TASCHÉ 1900: 14, 18). Der „Salzbrunnen III“ war ca. „10 m tief ausgeschachtet und mit Holz ausgekleidet“ (SCHÜTZE 1907: 223). Nach SCHARPFF (1972: 82) war der ca. 7,5 m tiefe Brunnen in Holz gearbeitet und hatte einen trapezoidrischen Querschnitt mit Innenmaßen von 3,14 bis 3,3 m
- Analysen:
 - fragliche Analyse (LIEBIG): SIMON (1839: 210–211) (cf. SCHÜTZE 1907: 224)
 - fragliche Analyse von LIEBIG (1843), vermutet von SONNE & FRANKE (1893: 432)
 - Analyse von 1892: SONNE & FRANKE (1893: 431–432)
 - Analyse von 1952 (FRESENIUS): CARLÉ (1975: 222, 223)

Brunnen IV (vor 1900)

- Lage: unbekannt
- 1825: bei WILLE (1828: 146) wird ein Brunnen Nro. 4 (als einziger von insgesamt 8) nicht aufgeführt
- es gibt einen „Salzbr. IV“ mit einem Salzgehalt von 0,5 % im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856), doch ist damit eine Bohrung von 1847 gemeint. Die Brg. liegt in der Nähe der späteren Lithiumquelle
- um 1900 wurde die Lithiumquelle Quelle „Nr. IV“ (SCHNITTSPAHN in TASCHÉ 1900: 17) bzw. „Quelle 4“ (SCHNITTSPAHN in TASCHÉ 1900: 27) bzw. „Quelle IV“ („Lageplan M = 1 : 2.000“ in ANONYMUS ca. 1908) genannt
- in den Plänen von 1975 und 1977 wird ein Brunnen IV nicht aufgeführt
- nicht in SCHARPFF (1972: 82) aufgeführt
- besteht 1971 nicht mehr (interne Unterlagen bei Nibelungenquelle)

Brunnen V (vor 1697)

- Lage: R 34 98 922 / H 55 86 462
- heute Rohr mit Wasseraustritt und Salzflora
- über dem Brunnen befand sich früher das Kunsthaus Nr. 9 bzw. IX („Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856)). Das Kunsthaus wurde 1734 über einen der damals existierenden vier Brunnen errichtet (KLIPSTEIN 1788: 392). Nach einem Inventar im HStA Darmstadt von 1737 war das „neue brunnen- oder kunsthaus“ „drey stockwerck“ hoch; es enthielt den „**neuen Brunnen**“ und das ‚kunstwerck‘ (WOLF 2003: 164 nach HStA Darmstadt), ein mit Maultierkraft betriebenes Trittrrad (LANGSDORF 1788: 426–427). 1745 war er gut 30 Fuß tief (7,5 m) und bei weitem der stärkste der

vier vorhandenen Brunnen; er lieferte jährlich 8.800 Centner Salz (KLIPSTEIN 1788: 395–396). LANGSDORF wollte die vier vorhandenen Brunnen neu fassen, doch versuchte er das nicht beim vierten Brunnen „wegen des über denselben gebauten ungeheuren Hauses“ (LANGSDORF 1788: 422–423). Das muß nach dem Plan (LANGSDORF 1788: Taf. II) das Kunsthaus gewesen sein und damit der Brunnen V. Im Kunsthaus, „in welchem ehedessen ein Trittrad von Maulthieren getrieben worden“ ist, befand sich 1788 ein „Salzbrunnen“ (LANGSDORF 1788: 644 = Tafelerklärung), doch ist dessen damalige Numerierung nicht bekannt.

- 1825 lieferte ein Brunnen Nro. 5 ein 0,5%-iges Mineralwasser (WILLE 1828: 146), doch ist seine Lage nicht bekannt
- Der heutige Brunnen V wurde früher „Salzbrunnen Nr. 3“ genannt (TASCHE 1850: 16, „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856)) und befand sich früher im Kunsthaus Nr. 9 bzw. IX („Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856)). Er war 33 Fuß (= 8,25 m) tief (TASCHE 1850: 16)
- der Brunnen an der Stelle des heutigen Brunnens V im „Situationsplan von dem Soolbad Salzhausen“ (SONNE & RÜCKER 1891a: 248–249) ist ohne Namen eingezeichnet
- um 1900 wird er als „Solquelle 5“ bezeichnet („Lageplan M = 1 : 2000“ in ANONYMUS ca. 1908) und findet Verwendung für Bäder, wobei das Wasser durch Pumpen zum Badehaus gefördert wird (KAISERL. GESUNDHEITS-AMT 1900: 195; SCHNITTSPAHN in TASCHE 1900: 14, 18). Zusammen mit Wasser des Brunnen I wurde das Wasser von Brunnen V zudem auf das Gradierwerk geleitet (SCHÜTZE 1907: 226)
- „Salzbrunnen V“ war ca. „10 m tief ausgeschachtet und mit Holz ausgekleidet“ (SCHÜTZE 1907: 223); nach Unterlagen im Archiv des Staatsbads Bad Salzhausen war der Schacht ursprünglich 9,74 m tief. SCHARPFF (1972: 83) schildert ihn als ca. 8 m tiefen, rechteckigen Holzschacht mit Innenmaßen von 3,3 x 3,2 m. 1973, nach dem Erschließen der Nibelungenquelle, wurde der noch 7,50 m tiefe Schacht verfüllt
- Analysen:
 - Analyse von 1900 (SONNE): SCHÜTZE (1907: 224)
 - Analyse von 1957 („Solquelle 5“): Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen
 - Gr. Heilwasseranalyse von 1968
 - Analyse o.J.: CARLÉ (1975: 222)

Brunnen VI (vor 1788)

- Lage: R 34 99 014 / H 55 86 485
- heute: kleine Stelle mit Aufstieg von Salzwasser, Salzflora
- an der Stelle des heutigen Brunnens VI ist von LANGSDORF (1788: Taf. II) bereits ein eckiger Schachtbrunnen eingetragen, dessen Nummer allerdings nicht bekannt ist; 1825 lieferte ein Brunnen Nro. 6 ein Mineralwasser von $\frac{3}{4}$ Lot Gehalt (0,75 %) (WILLE 1828: 146), doch ist seine Lage nicht bekannt
- im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) wird Brunnen VI als „Salzbr. Nr. V“ bezeichnet

- um 1900 wird er dann als „Solquelle VI“ bezeichnet („Lageplan M = 1 : 2000“ in ANONYMUS ca. 1908) und in dieser Zeit als ‚Salzbrunnen VI‘ für Badezwecke genutzt (ALLGEMEINER DEUTSCHER BÄDER-VERBAND 1916: 95)
- Brunnen VI besaß einen 6,55 m tiefen, asymmetrischen Schacht, der unten in Holz stand und oben mit Basaltbruchsteinen gemauert war. Dieser Schacht saß einem zweiten, wohl sehr viel älterem Schacht von 1,4 m Tiefe auf, der seinerseits mit Basaltbruchsteinen ausgelegt war (SCHARPFF 1972: 83). 1973 wurde der noch 6,00 m tiefe Schacht verfüllt, da die Nibelungenquelle erschlossen war (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen)
- Analyse o. J.: CARLÉ (1975: 222)

Brunnen VII (vor 1788)

- Lage: R 34 98 792 / H 55 86 487
- heute: sumpfiger Erlenwald (in den 1980er Jahren gepflanzt)
- An der Stelle des heutigen Brunnens VII ist von LANGSDORF (1788: Taf. II) bereits ein eckiger Schachtbrunnen eingetragen, doch ist dessen Nummer unbekannt.
 - 1825: ein Brunnen Nro. 7 hat ½ Lot Gehalt nach der Salzhäuser Soolwaage (WILLE 1828: 146), doch ist seine Lage unbekannt
- als „Salzbr. VII“ ist er im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) an der Stelle des heutigen Brunnens VII verzeichnet. Er existierte als rechteckiger Schachtbrunnen („Brunnen Nr. 7“) mit einer geringen Teufe (zwischen 4,5 und 8,5 m) bereits 1849 (TASCHÉ 1849b: 175)
- Im „Situationsplan von dem Soolbad Salzhausen“ (SONNE & RÜCKER 1891a: 248–249) wird der Brunnen als „Salzbrunnen“, jedoch ohne Nummer, dargestellt
- die ursprüngliche Teufe des Schachts ist nicht bekannt; nach dem Erschließen der Nibelungenquelle wurde der noch 4,00 m tiefe Schacht 1973 verfüllt (Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen)
- Analysen: nicht bekannt

Brunnen VIII (vor 1825)

- 1825 hat der Brunnen Nro. 8 einen Salzgehalt von 0,75 % (WILLE 1828: 146)
- Lage: unbekannt

Lithiumquelle (früher: Eisenquelle und Brunnen IV) (gefaßt wenige Jahre vor 1891)

- Lage: R 34 98 782 / H 55 86 423 (überbaut von Trinktempel)
- gefaßt einige Jahre vor 1891 und damals als „Eisenquelle“ bezeichnet (SONNE & RÜCKER 1891a: 247, 1891b: 213). „Bemerkenswerth ist der Gehalt des Wassers an doppelt kohlenurem Eisenoxydul, besonders aber der an Lithium, welches als Chlorlithium in dem Wasser vorhanden ist.“ (SONNE & RÜCKER 1891a: 251, die den Li-Gehalt mit 23

weiteren Wässern vergleichen). Sie ist im „Situationsplan von dem Soolbad Salzhausen“ eingezeichnet (SONNE & RÜCKER 1891a: 248–249). Damals war die Quelle „in Holz gefaßt“ und lief durch ein Eisen- bzw. Steigrohr ab (SONNE & RÜCKER 1891a: 250; SCHÜTZE 1907: 223)

- Genutzt wurde eine ca. 10 m tiefe Bohrung, die noch von TASCHÉ angesetzt worden war (SONNE & RÜCKER 1891a: 250). Nach der Georeferenzierung des „Situationsplan[s] von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) könnte es sich entweder um die 9 m tiefe Bohrung „Salzbr. III“ (Salzgehalt 0,5 %) oder aber um die Brg. VIII (ohne Teufenangabe) handeln, die beide in der Nähe der Lithiumquelle liegen (die Lithiumquelle hat einen Salzgehalt von ca. 0,78 %). Es ist aber auch möglich, daß es sich um eine der Bohrungen V, VII oder VIII handelte, denn TASCHÉ (1849b: 176) selbst gab an, daß er „einige“ der Bohrlöcher aus der Bohrkampagne 1847, die in der Nähe des Brunnens VII lagen und eine 1,5-prozentige Sole lieferten, fassen ließ und durch „Rinnen“ mit dem Brunnen VII „in Verbindung setzen“ ließ. Eine im „Situationsplan von der nächsten Umgebung Salzhausens“ (ca. 1856) angebrachte Klammer mit der Bezeichnung „Salzbrunnen 1 $\frac{1}{4}$ –1 $\frac{1}{2}$ %“ legt nahe, daß es sich um die Bohrungen V, VII und VIII handelte, die wenig südlich des heutigen Lithiumquelle abgeteuft wurden. Denkbar ist also, daß für die Fassung der Lithiumquelle die Rinnenverbindung zum Brunnen VII gekappt wurde und stattdessen das Wasser aus einem der drei Bohrlöcher, vielleicht auch aus mehreren, für die neue Fassung der Eisen- bzw. Lithiumquelle genutzt wurde
- erstmals 1900 taucht der Name „Lithiumquelle“ auf (SCHNITTSPAHN in TASCHÉ 1900: im Text und der „Übersichtskarte über Bad und Kurpark Salzhausen in der Gemarkung Kohden“). Sie wurde in dieser Zeit auch als „Quelle IV“ („Lageplan M = 1 : 2000“ in ANONYMUS ca. 1908) bzw. Quelle „Nr. IV“ (SCHNITTSPAHN in TASCHÉ 1900: 17) bzw. „Quelle 4“ (SCHNITTSPAHN in TASCHÉ 1900: 27) bezeichnet
- nach Unterlagen im Archiv des Staatsbads Bad Salzhausen bestand die ursprüngliche Fassung aus einer 8,45 m tiefen Bohrung, die 1906, 1907 oder 1908 saniert worden ist. 1978 wurde sie neu gefaßt mit einer Teufe von 9,40 m (MICHELS & SCHMIDT 2000: 42):
 - -6,0 m: Moorboden/Letten
 - -9,40 m: Sande und Kiese, z. T. tonig
- 1966 lief die Quelle artesisch im Trinktempel auf 140,44 m über NN aus
- läuft artesisch über (MICHELS & SCHMIDT 2000: 93)
- Analysen:
 - Analyse von 1890: SONNE & RÜCKER (1891a, 1891b)
 - Analyse von 1909 (SONNE): Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen
 - Analyse von 1931: SCHMIDT et al. (1939: 334)
 - Analyse o. J.: CARLÉ (1975: 222)
 - Analyse von 2006 (FRESENIUS): HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008: 839)

Schwefelquelle (vor 1788, erneut gefaßt wenige Jahre vor 1891)

- Lage: R 34 99 080 / H 55 86 568

- An der Stelle der heutigen Schwefelquelle ist von LANGSDORF (1788: Taf. II) bereits ein eckiger Schachtbrunnen eingetragen, doch ist dessen Nummer unbekannt. Seit der Installation der neuen Stangenkunst durch LANGSDORF wurde dessen „Brunnensoole“ durch eine separate „Stangenkunst“, die von einem Rad mit 7,75 m Durchmesser direkt S des Rundgradierbaues betrieben wurde, gefördert (LANGSDORF 1788: 468, in Taf. II hat das Rad den Buchstaben „h“ und die Stangenkunst verläuft von „h“ nach „i“); gleichzeitig betrieb man mit dem Wasser „den ganzen nicht weit davon stehenden Gradirbau“ (LANGSDORF 1788: 468)
- Als „Schwefelquelle“ wurde der Wasseraustritt einige Jahre vor 1891 erneut gefaßt (SONNE & RÜCKER 1891a: 247, 1891b: 214 ff.). Sie ist erstmals verzeichnet im „Situationsplan von dem Soolbad Salzhausen“ (SONNE & RÜCKER 1891a: 248–249). Die Quelle war „nur oberflächlich gefaßt“ (SONNE & RÜCKER 1891a: 254) und „entspringt einem entbehrlich gewordenen, verfüllten Salzbrunnen“ (SCHNITTSPAHN in TASCHKE 1900: 23). Sie floß aus einem Steigrohr aus (SCHÜTZE 1907: 223)
- nach Unterlagen im Archiv des Staatsbads Bad Salzhausen und SCHARPFF (1972: 85) wurde sie 1906 als Holzschacht von 4 x 4 m Grundfläche und über 7,2 m Tiefe neu gefaßt. Überholungen und Neufassungen des Brunnens fanden 1934/1935 und 1979 statt. Um 1983 befand sich die Fassungsanlage „in einem ca. 7 m tiefen Vorschacht einer alten Bohrung“. Heute fließt sie ca. 0,6 m unter Gelände (140,31 m über NN) in ein Überlaufrohr. Das Sulfat der Schwefelquelle wird „bei der Berührung mit dem torfigen Untergrund reduziert und der Schwefelwasserstoff laufend durch diesen Reduktionsprozeß, heute noch beobachtbar, gebildet. Bei der Neufassung im Jahre 1934 war die Solquelle in einem Holzschacht in einer Tiefe von 7 m ohne Schwefelwasserstoffgehalt freigelegt worden. Sie erhielt den ursprünglichen Gehalt an Schwefelwasserstoff erst wieder dadurch, daß ihr die Berührung mit dem umgebenden Torfgrund wieder ermöglicht wurde.“ (MÜLLER 1952: 75).
- läuft artesisch über (MICHELS & SCHMIDT 2000: 93)
- Analysen:
 - Analyse von 1890: SONNE & RÜCKER (1891a: 253, 1891b: 214 ff.)
 - Analyse von 1900 (SONNE): SCHÜTZE (1907: 225)
 - Analyse von 1909 (SONNE): Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen
 - Analyse von 1952 (FRESENIUS): CARLÉ (1975: 222, 223)
 - Analyse von 1973 (DRECHSLER): DRECHSLER (1983: 323)
 - Analyse von 2006 (FRESENIUS): HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008: 838)

Stahlquelle (gefaßt 1850er Jahre)

- Lage: R 34 99 172 / H 55 86 772
- Pavillon von 1906 als Ersatz für einen klassizistischen Vorgängerbau (LANDESAMT F. DENKMALPFLEGE HESSEN et al. 1982: 333)
- gefaßt „im Anfange der fünfziger Jahre“ des 19. Jahrhundert (SONNE & FRANKE 1893: 432), floß aus Steigrohr aus (SCHÜTZE 1907: 223)

- erstmals 1900 in Karte dargestellt (SCHNITTSPAHN in TASCHÉ 1900: „Uebersichtskarte über Bad und Kurpark Salzhausen in der Gemarkung Kohden“)
- nach Unterlagen im Archiv des Staatsbads Bad Salzhausen und SCHARPFF (1972: 87) Neufassung 1906 in 19,8 m Tiefe, 1980 überholt.
- läuft artesisch über (MICHELS & SCHMIDT 2000: 93)
- Analysen:
 - Analyse von 1892: SONNE & FRANKE (1893: 433)
 - Analyse von 1909 (SONNE): Unterlagen Archiv Staatsbad Bad Salzhausen
 - Analyse o. J.: CARLÉ (1975: 222)
 - Analyse von 2006 (FRESENIUS): HÖLTING in KÄSS & KÄSS (2008: 840)

Anschrift des Verfassers

Prof. Dr. Thomas Kirnbauer
 TFH Georg Agricola
 Herner Str. 45
 44787 Bochum
 kirnbauer@tfh-bochum.de