



Field Trip C (27 September 2018): Fluviale und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet

Christian Hoselmann¹, Tatjana Laupenmühlen¹, Jan Bohatý², Gudrun Radtke¹, Gesine Weber³, and Michael Weidenfeller⁴

¹Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden, Deutschland

²Landesamt für Denkmalpflege Hessen, hessenARCHÄOLOGIE, Schloss Biebrich/Ostflügel, 65203 Wiesbaden, Deutschland

³Kreis Offenbach, Untere Denkmalschutzbehörde/Archäologischer Denkmalschutz, Werner-Hilpert-Straße 1, 63128 Dietzenbach, Deutschland

⁴Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Emy-Roeder-Str. 5, 55129 Mainz, Deutschland

Correspondence: Christian Hoselmann (christian.hoselmann@hlnug.hessen.de)

Relevant dates: Published: 20 August 2018

How to cite: Hoselmann, C., Laupenmühlen, T., Bohatý, J., Radtke, G., Weber, G., and Weidenfeller, M.: Field Trip C (27 September 2018): Fluviale und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet, DEUQUA Spec. Pub., 1, 29–52, <https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-29-2018>, 2018.

1 Einleitung

Die Exkursion führt im Wesentlichen zu quartären fluvialen und äolischen Sedimenten im Rhein-Main-Gebiet. Dabei werden die geologischen Strukturräume des Hanauer Beckens und hier das Teilbecken der Hanau-Seligenstädter Senke, der Nördliche Oberrheingraben sowie das Mainzer Becken betrachtet (Abb. 1). Wobei die vorgestellten Aufschlüsse nur in der Hanau-Seligenstädter Senke sowie Mainzer Becken liegen.

Das Exkursionsgebiet wird durch zwei Grabensysteme geprägt, den nördlichen Oberrheingraben und das Hanauer Becken. Die Entstehung des Oberrheingrabens, als Teilabschnitt der Mittelmeer-Mjösen-Zone, begann vor rund 40 Millionen Jahren im Eozän. Seitdem hat eine Absenkung von gut 4000 m stattgefunden. In einzelnen Gebieten, wie dem Heidelberger Becken, ist eine noch stärkere Absenkung nachgewiesen worden, so dass hier im Quartär Sedimentmächtigkeiten von über 500 m auftreten (Ellwanger et al., 2008 und Gabriel et al., 2013). Aber auch in Hessen sind Quartärmächtigkeiten von 225 m in der Forschungsbohrung Viernheim (Hoselmann, 2008a) dokumentiert. In einem Teilbecken östlich des Niersteiner Horstes (1.2.4 in Abb. 1) wird

eine bisher nicht durch Bohrungen nachgewiesene Quartärmächtigkeit von rund 325 m vermutet. Die pleistozäne Grabenfüllung besteht aus einer Wechselfolge fluvialer und limnisch-fluvialer Ablagerungen. Am östlichen Grabenrand sind wiederholte laterale Einträge vom Grabenrand (Odenwald und Sprendlinger Horst) sowie äolischer Eintrag zu beobachten (Hoselmann und Lehné, 2014).

Das Hanauer Becken (3.1.2 in Abb. 1; Stopps 1–3) ist ein Randbecken des nördlichen Oberrheingrabens, das im Westen vom Sprendlinger Horst und Bergsträßer Odenwald, im Süden vom Böllsteiner Odenwald, im Osten vom Buntsandstein-Odenwald, Vorspessart und im Nordosten sowie Norden von der Büdinger Permscholle begrenzt wird. Im Norden schließt sich als weiteres känozoisches Senkungsgebiet die Wetterauer Senke an. Intern gibt es Hoch- und Tieflagen wie den Frankfurter Horst und die Neu-Isenburger Pforte. Wie auch im Oberrheingraben sind im Oligozän und unteren Miozän marine, brackische sowie limnisch-fluviale Sedimente abgelagert worden. Die pliozänen Sedimente werden durch limnisch-fluviale Ablagerungen aus regionalen Liefergebieten geprägt. Lokal kommt es zur Bildung von Braunkohlen. Eine detaillierte lithostratigraphische Entwicklung im Paläogen und Neogen findet sich bei Grimm

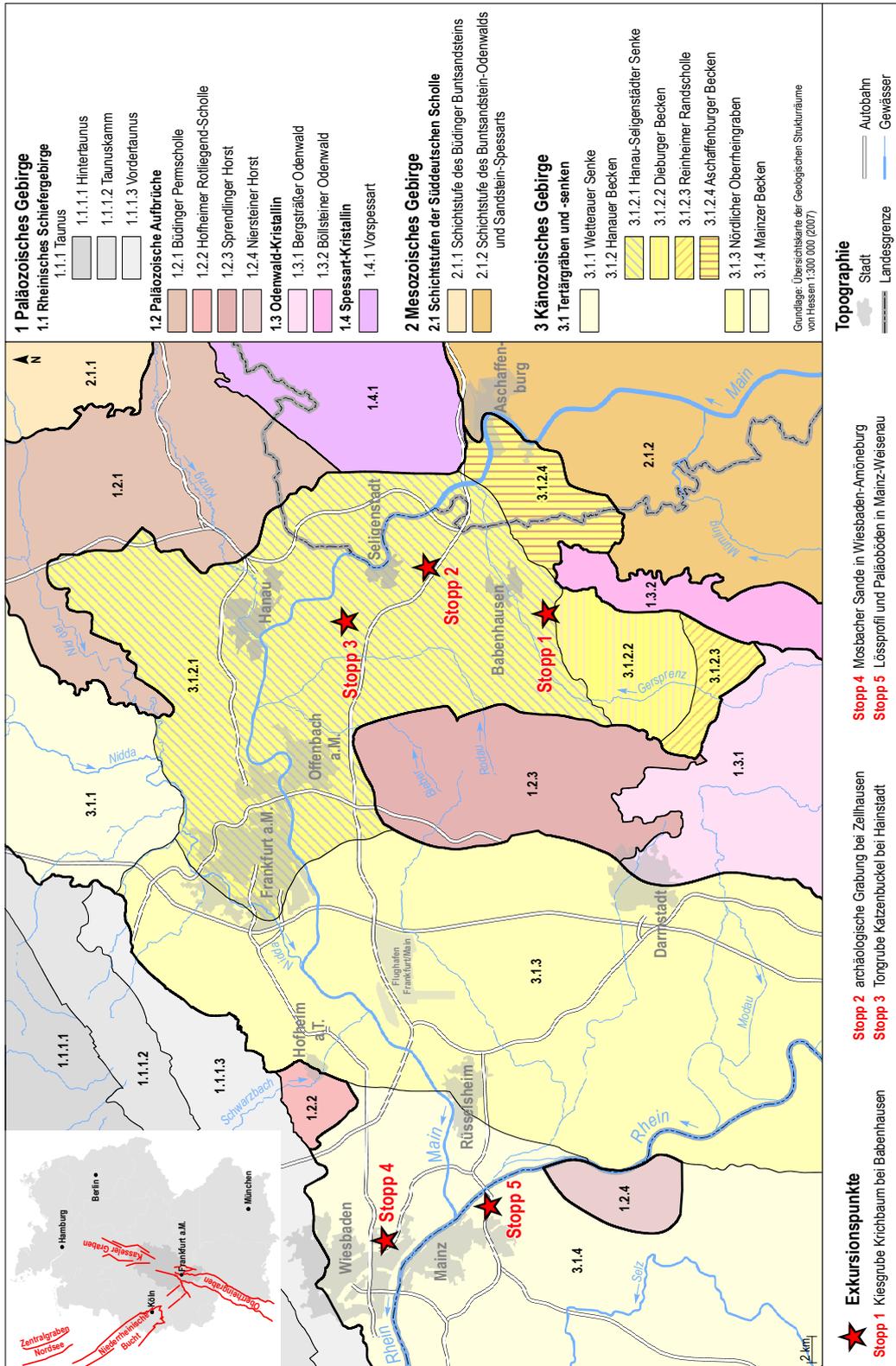


Abb. 1. Die geologischen Strukturräume im Exkursionsgebiet mit den einzelnen Stopps sowie den tektonischen Strukturen im westeuropäischen Riftsystem.

(2004). Die quartären Akkumulationen werden im Wesentlichen durch fluviatile Ablagerungen des Mains und seiner Zuflüsse gebildet.

Beim Mainzer Becken (3.1.4 in Abb. 1, Stopps 4 und 5) handelt es sich um ein Senkungsgebiet, das am nord-westlichen Rand des Oberrheingrabens liegt. Die nördliche Begrenzung stellt das Rheinische Schiefergebirge dar, im Exkursionsgebiet ist dies z.B. der Vordertaunus (1.1.1.3 in Abb. 1); im Südwesten grenzt es an die permischen Gesteine des Saar-Nahe-Beckens. Auch wenn der Begriff Becken eine Tieflage beschreibt, handelt es sich beim Mainzer Becken um eine in Relation zum Oberrheingraben nicht so stark abgesenkte Hochscholle. Die Sedimentfüllung des Mainzer Beckens besteht im Wesentlichen aus eozänen limnischen Sedimenten und ab der Pechelbronn-Formation aus marinen, marin-brackischen und nach oben hin aus brackisch-limnischen Ablagerungen. Die lithostratigraphische Abfolge wird detailliert bei Grimm et al. (2011) beschrieben. Pliozäne und quartäre Sedimente sind meist geringmächtig. Allerdings ist im Aufschluss der Mosbacher Sande bei Wiesbaden-Amöneburg (Stopp 4) die Mosbach-Sand-Formation mit mehr als 20 m Mächtigkeit aufgeschlossen, die diskordant auf der untermiozänen Wiesbaden-Formation liegt. Das Mainzer Becken ist ein weltweit bekanntes, sehr gut untersuchtes und fossilreiches Tertiärgebiet in Deutschland (Rothausen und Sonne, 1984; Grimm und Grimm, 2003; Schäfer, 2012).

Fluviatile Ablagerungen des Mains sind in Hessen im Hanauer Becken, dem nordöstlichen Bereich des nördlichen Oberrheingrabens sowie im Mainzer Becken abgelagert worden. Für die pleistozänen Ablagerungen des Mains führte Semmel (1964) ein Gliederungssystem ein, das die Terrassen in sieben Stufen von der t1-Terrasse (Unterpleistozän) bis t7-Terrasse (Oberpleistozän) unterscheidet.

Zur Zeit der Ablagerung der unterpleistozänen t1-Terrasse (nach lithostratigraphischer Definition Untermain-Hauptterrassen-Formation; Hoselmann, 2007b) war das Untermaingebiet noch ein Absenkungsraum, der mächtige Aufschotterungen zuließ, die heute im Wesentlichen noch erhalten sind. Seit rund 600 ka schneidet sich der Main aufgrund tektonischer Hebungsprozesse in seinen Untergrund ein, so dass sich im Mittelpleistozän (t2- bis t5-Terrassen; nach lithostratigraphischer Definition Untermain-Mittelterrassen-Formation; Hoselmann, 2008b) sowie Oberpleistozän (t6- und t7-Terrasse; nach lithostratigraphischer Definition Untermain-Niederterrassen-Formation; Hoselmann, 2008c) eine Terrassentreppe entwickeln konnte (Abb. 2).

Die t1-Terrasse im Bereich der Isenburger Pforte wird aufgrund der Höhenlage der Terrassenbasis in fünf Terrassenstufen (t1a bis t1e) untergliedert (Semmel, 1999a, 2006). Die Isenburger Pforte umfasst nach Semmel (1999a) das tieferliegende Gebiet zwischen dem aus miozänen Kalksteinen aufgebauten Sachsenhäuser Berg und dem Rotliegend-Höhenzug zwischen Sprendlingen und dem Trachyt-Stiel des Hohen Berges zwischen Dietzenbach und Heusenstamm

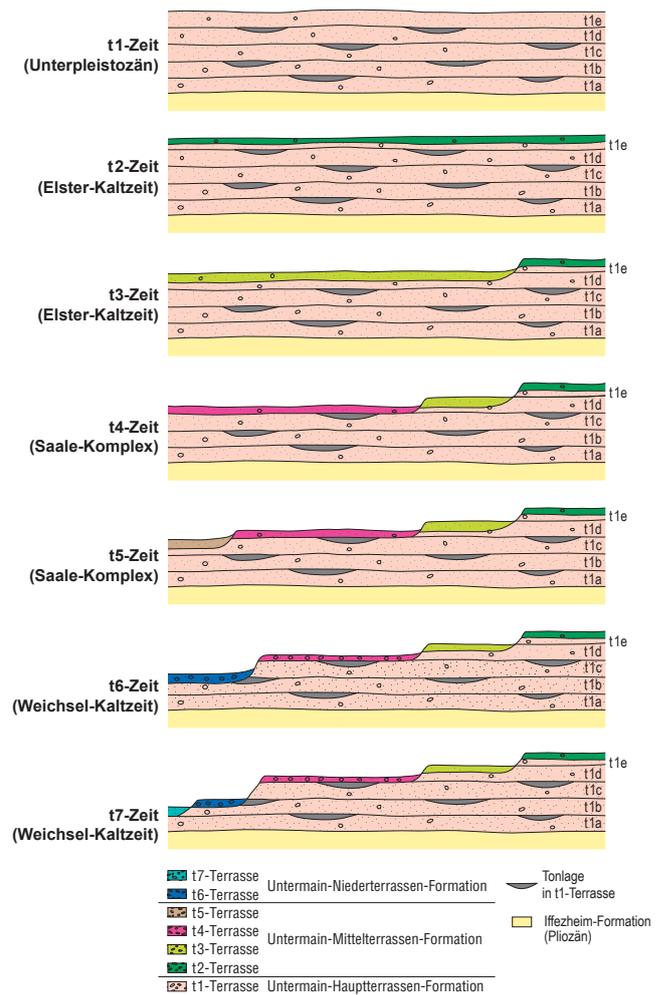


Abb. 2. Schema der Terrassenentwicklung des Mains im Bereich des Frankfurter Stadtwaldes (umgezeichnet nach Semmel, 2006). Zur Zeit der Akkumulation des mehrgliedrigen t1-Terrassenkomplexes des Mains war der Raum Senkungsgebiet. In den Warmzeiten bildeten sich engräumige Flussrinnen, die mit Tonen, Schluffen und Torfen verfüllt wurden. Ab der t2-Zeit ist der Raum durch Hebung gekennzeichnet, so dass sich der Main in ältere Sedimente einschneiden konnte und eine Terrassenstaffel ausbildete. Jüngere Terrassenablagerungen erodierten ältere Sedimente großräumig, so dass die t5-Terrasse nur westlich des Mains erhalten blieb.

(Abb. 3). Da die fluviatilen Sedimente des Mains liegendes Pliozän aufgearbeitet haben, sind diese petrographisch häufig kaum von fluviatilen pliozänen Ablagerungen zu unterscheiden. Im Hanauer Becken lassen sich Lydit als Leitgerölle zur Abtrennung pliozäner Sedimente nutzen. Erst mit dem Beginn des Pleistozäns vergrößert der Main durch rückschreitende Erosion sein Einzugsgebiet um den Bereich des Obermains und der Regnitz (Lang, 2007) und entwässert somit auch den Frankenwald, der die Lyditgerölle liefert. In Gebieten, in denen Zuflüsse aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge hinzukommen, dient der Lydit nicht mehr

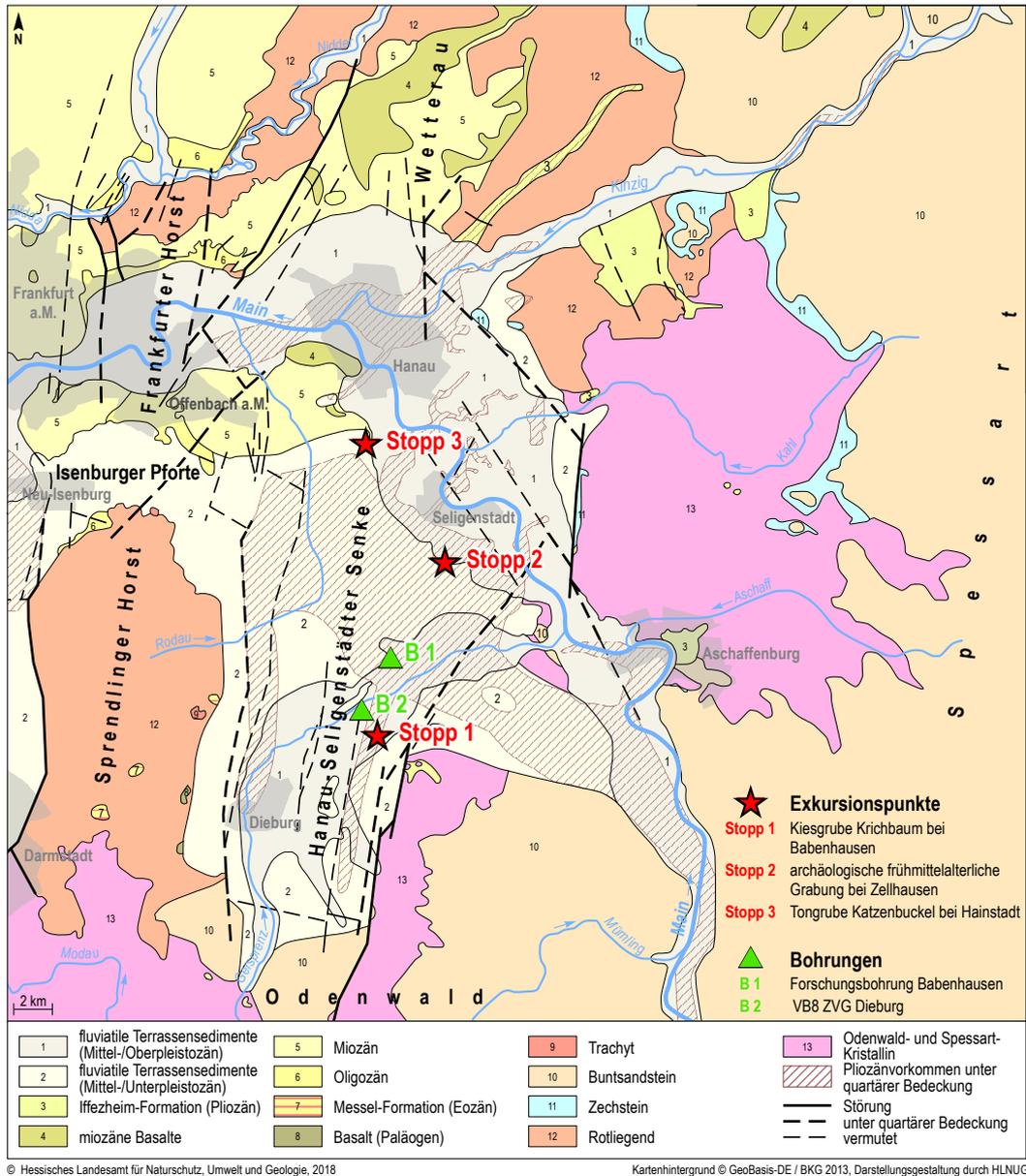


Abb. 3. Geologische Übersichtskarte des östlichen Rhein-Main-Gebietes (verändert nach Lang und Seidenschwann, 2012).

als Leitgeröll für pleistozäne Mainsedimente, da auch aus diesen Landschaftsräumen Lyditgerölle stammen, die sich in pliozänen und pleistozänen Ablagerungen im Untermainingebiet wiederfinden. Diese Lydite sind geochemisch nicht von denen aus dem Frankenwald zu unterscheiden (Sammel, 1999b).

Die Mächtigkeit der unterpleistozänen t1-Terrasse beträgt maximal 40 m (Scheer, 1976), kann aber auch nur wenige Meter betragen. Häufig tritt im Untermainingebiet eine Mächtigkeit von rund 30 m auf. Der Terrassenkomplex besteht aus verschiedenen fining-upward-Zyklen, die häufig am Top mit warmzeitlichen Ton-Schlufflagen enden; die Terrassenbasis

wird meist durch eine Grobblocklage gekennzeichnet, die den Erosionsrest einer Terrassenakkumulation darstellt. Die Kiese bestehen hauptsächlich aus Quarz, Quarzit, Hornstein, Lydit sowie aus Sandstein des Buntsandsteins. Letztere bilden auch vorrangig Driftblöcke, welche als Hinweis auf kaltzeitliche Ablagerungsbedingungen dienen. Schwerminerale im Sandanteil zeigen stark schwankende Prozentzahlen der stabilen und instabilen Schwerminerale wie Epidot, Granat und grüne Hornblende. Durch Aufarbeitung pliozäner Sedimente können die extrem stabilen Schwerminerale wie Zirkon, Rutil und der TiO₂-Gruppe angereichert werden. Das

Auftreten von Staurolith kann von den Gneisen des kristallinen Vorspessarts abgeleitet wird.

Die mittelpleistozäne t2-Terrasse kann im Hanauer Becken eine Mächtigkeit von bis zu 25 m erreichen. Im westlichen Untermaingebiet sind die Sedimente der t2-Terrasse dagegen nur maximal 5 m mächtig (Sommel, 1974). Auch die Akkumulation der t2-Terrasse beginnt an der Basis häufig mit einer Grobblocklage. Der petrographische Inhalt der Terrasse unterscheidet sich nach Scheer (1976) nur wenig von der t1-Terrasse. Zum Ende der Ablagerungszeit der t2-Terrasse floss der Main nicht mehr durch die Isenburger Pforte, sondern weiter nördlich in Richtung Offenbach durch die Pforte von Tempelsee (Sommel, 1999a).

Die fluviatilen Ablagerungen der mittelpleistozänen t3-Terrasse zeigen im Osten der Untermainebene nur eine Mächtigkeit von wenigen Metern. Im Westen tritt dagegen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 8 bis 10 m auf (Scheer, 1976; Sommel, 1974). Häufig ist diese Terrasse sehr sandig ausgebildet; enthält aber nach Sommel hohe Anteile an Driftblöcken von Sandsteinen des Buntsandsteins mit Kantenlängen von über einem Meter. Dazu wurden innerhalb des Sedimentkörpers syndimentäre Eiskeilpseudomorphosen sowie Kryoturbationen beobachtet, die kaltzeitliche Akkumulationsbedingungen nachweisen. Die Geröllpetrographie und die Verteilung der Schwerminerale ähneln denen der älteren Mainterrassen.

Die mittelpleistozäne t4-Terrasse ist häufig stark erodiert und weist eine Mächtigkeit von maximal 5 m auf. Die Schotterpetrographie ist vergleichbar mit älteren Terrassen. Somit ist die t4-Terrasse im Wesentlichen nur durch die Höhenlage von anderen mittelpleistozänen Terrassen zu unterscheiden. Mitunter beinhaltet die Terrasse höhere Anteile aufgearbeiteter pliozäner und pleistozäner fluviatiler Sedimente.

Die jüngste mittelpleistozäne Mainterrasse ist die t5-Terrasse. Sie weist im Hanauer Becken Mächtigkeiten von 5 bis 10 m auf (Scheer, 1976). Im Raum Seligenstadt hat sie eine dokumentierte Breite von rund 4 km. Der Kiesanteil in den Terrassensedimenten ist hoch und weist erstmalig Muschelkalkgerölle auf, die allerdings nach Scheer unterhalb von Mühlheim nicht mehr nachzuweisen sind. Deutlich ist aber im Allgemeinen eine Kornvergrößerung im Gegensatz zu den älteren pleistozänen Mainterrassen erkennbar. Das Schwermineralspektrum ähnelt dem Spektrum der älteren Mainsedimente, dagegen zeigt die gegen Verwitterung instabile grüne Hornblende mit Anteilen von zum Teil mehr als 30 %, dass die t5-Terrasse kaum postsedimentär verwittert ist.

Die oberpleistozäne t6-Terrasse tritt in einer Mächtigkeit von rund 3 bis 8 m auf. Im Gegensatz zu den älteren Mainterrassen sind diese Sedimente im Hanauer Becken karbonatisch und enthalten in der Kiesfraktion bis zu 20 % Muschelkalkgerölle, deren Anteile aufgrund ihrer geringen Resistenz gegenüber fluviatilem Transport im Flussverlauf abnehmen. So sind Ablagerungen der t6-Terrasse, wie auch der jüngeren t7-Terrasse, mainabwärts ab dem Frankfurter

Stadtwald i. d. R. karbonatfrei. Weiterhin treten im Geröllspektrum Sandsteine des Buntsandsteins, Quarze, Quarzite, Hornsteine, Lydite sowie Grauwacken und vereinzelte Basalte auf. Die Sedimentation der t6-Terrasse wird mit einem kalkhaltigen Hochflutlehm abgeschlossen, in dem Laacher-See-Tephra eingelagert ist. Häufig werden in den Terrassensedimenten Driftblöcke gefunden. Eine Akkumulation der t6-Terrasse muss aufgrund der detailliert auskartierten Vorkommen im Untermaingebiet in der Weichsel-Kaltzeit erfolgt sein.

Nach der Aufschotterung der t6-Terrasse setzte Erosion ein, an die sich die Akkumulation der ebenfalls weichselzeitlichen t7-Terrasse des Mains anschloss. Im Gelände ist somit eine deutliche Terrassenkante zu erkennen. Die Verbreitung der t7-Terrasse ist eng an das heutige Flussbett des Mains gebunden und erreicht nur noch Breiten von einigen Hundert Metern. Die maximale Mächtigkeit der Terrasse beträgt rund fünf Meter. Sie wird meist von einem nicht pedogen überprägten, karbonatischen Hochflutlehm überdeckt, der kryoturbat vermischt ist (Sommel, 1974) und somit ein präholozänes Alter aufweist. Das Schotterspektrum entspricht der t6-Terrasse.

Im Holozän kam es zur Akkumulation von Auensedimenten, die meist in Form von Lehmen und Sanden akkumuliert worden sind.

Die ersten drei Stopps der Exkursion liegen in der Hanau-Seligenstädter Senke, wo im Liegenden der pleistozänen Mainablagerungen limnisch-fluviatile Ablagerungen pliozänen Alters anstehen, die mit der Iffezheim-Formation (Ellwanger, 2010) korreliert werden. Wie aus Abb. 3 ersichtlich, sollen die pliozänen Ablagerungen in Rinnen vorliegen. Eine Forschungsbohrung des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) hat im zentralen Bereich einer pliozänen Rinne 161,40 m quartäre und tertiäre Sedimente aufgeschlossen (Abb. 4; räumliche Lage in Abb. 3). Unterhalb 5,30 m Niederterrassensedimente der Gersprenz, einem im Bergsträßer Odenwald entspringender Zufluss des Mains, stehen bis zu einer Teufe von 33 m unter GOK Terrassensedimente der t1-Terrasse (Untermain-Hauptterrassen-Formation) an. Mit einer Mächtigkeit von 80 m ist die Iffezheim-Formation sehr hoch aufgelöst und bestätigt die Rinnenposition der Bohrung. Charakteristisch ist innerhalb der Iffezheim-Formation ein grobklastisches Sediment, das mit den pliozänen Arvernensis-Schichten (Grimm, 2011; dort *arvernensis*-Schotter) korreliert wird. Meist liegen die Arvernensis-Schichten im Hanauer Becken diskordant auf marin-brackischen untermiozänen Sedimenten, wie z.B. in der rund 3 km entfernten Bohrung VB8 ZVG Dieburg (R 3494094, H 5534546 und Abb. 3). In der FB Babenhhausen folgen hingegen noch 41,60 m Sedimente der Iffezheim-Formation. Im Liegenden sind bis zur Teufe von 161,40 m unter GOK untermiozäne und oligozäne, meist marine und brackische Sedimente der Oberrad-, Oppenheim- und Vilbel-Kies-Formation sowie der Pechelbronn-Gruppe aufgeschlossen. Das Grundgebirge bilden Granodiorit, Gabbro und Tek-

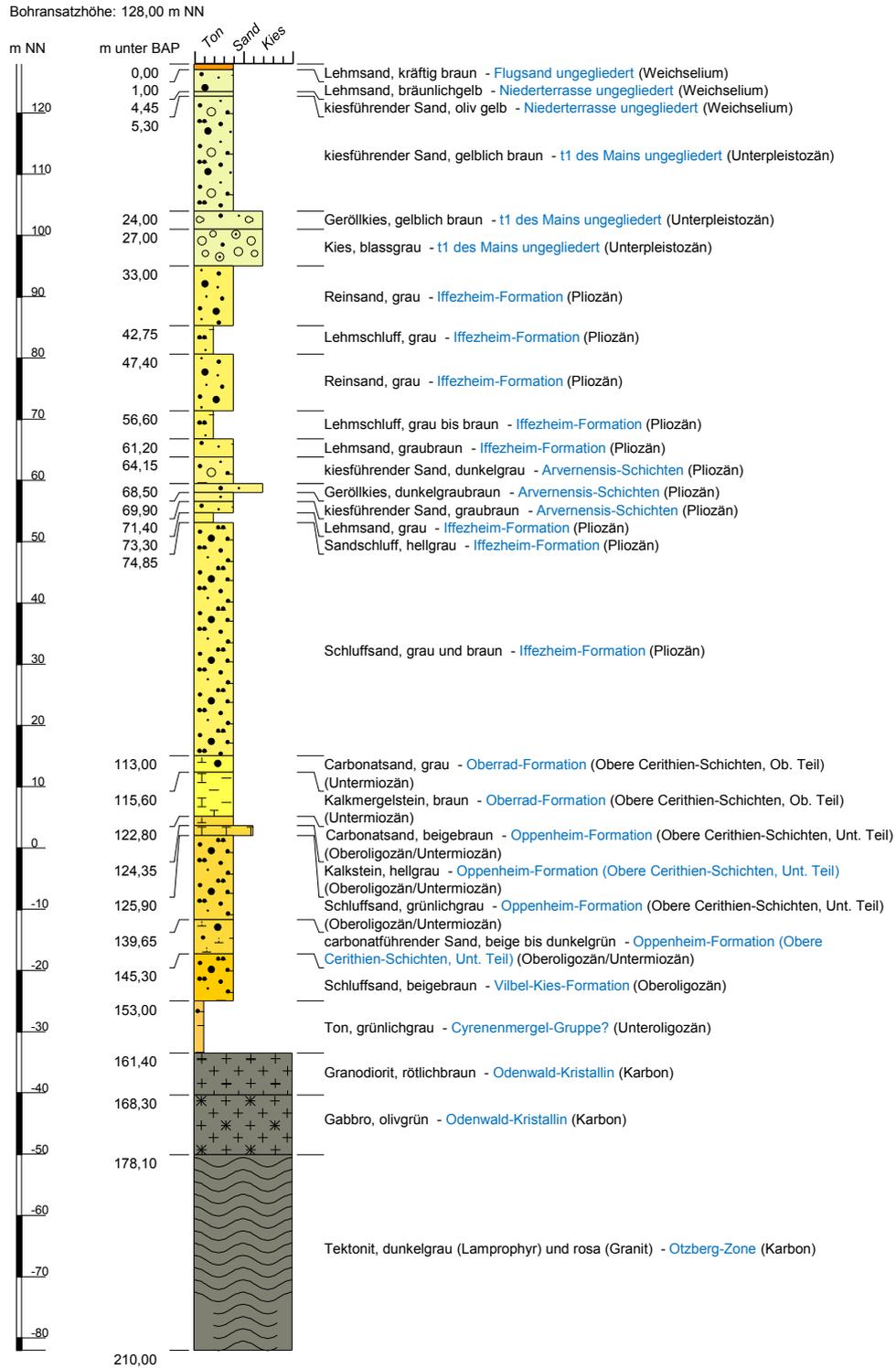


Abb. 4. Stark generalisiertes geologisches Profil der Forschungsbohrung nördlich von Babenhausen (R 3495591, H 5537260).

Tabelle 1. Lumineszenz-Alter der fluviatilen Ablagerungen der Gersprenz in der Kiesgrube Krichbaum.

Probenbezeichnung	Teufe u. GOK	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D (Gy ka ⁻¹) Quarz	De (Gy)	Alter (ka)
Her_Kri IV 3	1,4 m	1,2 ± 0,2	4,6 ± 0,5	1,86 ± 0,09	2,46 ± 0,1	48,8 ± 2	19,8 ± 1,2
Her_Kri II 2	4,5 m	1,5 ± 0,1	4 ± 0,5	1,84 ± 0,09	2,42 ± 0,1	58,2 ± 2,3	24,0 ± 1,4
Her_Kri I 1	6,05 m	1,6 ± 0,2	6,3 ± 0,6	1,73 ± 0,09	2,41 ± 0,11	53,6 ± 2,1	22,3 ± 1,3

tonit des Odenwald-Kristallins und der Oetzberg-Zone des Odenwalds. Diese kristallinen Gesteine sind im oberen Abschnitt stark entfestigt.

2 Stopp 1

- Weichselzeitliche Terrassensedimente der Gersprenz in der Kiesgrube Krichbaum bei Babenhausen
- (GK/TK25: 6019 Babenhausen; GK R 3495130, H 5533180 bzw. UTM32N E 495057, N 5531406, Höhe: 132 m ü. NN)
- Führung: Christian Hoselmann und Tatjana Laupenmühlen; OSL-Datierung: Johanna Lomax

Im Sand- und Kiesabbau Krichbaum rund 3 km südwestlich von Babenhausen sind rund 8 m fluviatile Sedimente der Gersprenz aufgeschlossen. Diese wurden in vier Teilprofilen beschrieben und für malakologische Untersuchungen sowie für Schwermineralanalysen der Feinsandfraktion untersucht. Weiterhin wurden drei Proben für Lumineszenzdatierungen genommen (Abb. 5a und b).

Die Sedimentabfolge wurde im unteren Bereich mit dem Bohrstock auskartiert und beginnt mit schluffig-tonigen Ablagerungen, die regional weit verbreitet auftreten. In den hangenden Sedimenten sind karbonatführende Kiese, sandige Kiese und Sande der Gersprenz aufgeschlossen, die zum Teil engräumig schräggeschichtet sind. Die Gersprenz ist ein rund 60 km langer Nebenfluss des Mains, der bei Lindenfels im kristallinen Bergsträßer Odenwald entspringt. Somit besteht auch der Kiesanteil im Wesentlichen aus kristallinen Gesteinen des Odenwalds und unterscheidet sich daher signifikant von der Schotterpetrographie des Mains mit u. a. Sandsteinen des Buntsandsteins, Quarzen, Kieselschiefern und Quarziten in der t1-Terrasse. Auch das Schwermineralspektrum der Feinsandfraktion wird durch eine lokale Provenienz gekennzeichnet, die Anteile von bis zu 86 % grüner Hornblende aufweist. Dazu kommen geringe Anteile Schwermineralen der Epidot-Gruppe und Granat.

In den vier Profilteilen wurden weiterhin 12 Proben für die Bestimmung von Mollusken entnommen. Die ersten Ergebnisse der malakologischen Untersuchungen haben ergeben, dass zur Zeit der Ablagerung durchgehend kaltzeitliche klimatische Bedingungen herrschten. In den hangenden Abschnitten der Ablagerungen treten auch Formen auf, die auf feucht periglaziales Klima hindeuten. Die dominierenden

Arten *Succinella oblonga*, *Trochulus hispidus* (beide Abb. 6) und *Pupilla muscorum* treten konzentriert in jungpleistozänen Kaltphasen auf. Diese kommen zwar auch durchgehend vor, dominieren aber in den älteren Schichten (6–8 m unter GOK). Die darauffolgende durchgehende *Columella*-Fauna – *Collumella columella* und *Arianta arbustorum* als Vertreter – deutet auf eine kaltzeitliche Steppe hin, in der parallel auch eine *Oblonga*-Fauna einhergeht (Ložek, 1964). Die *Oblonga*-Fauna ist ein Anzeiger für feuchte Auenlandschaften. Weiterhin ist eine *Pupilla*-Fauna zu finden. Die *Pupilla*-Fauna ist der *Columella*-Fauna sehr ähnlich und es kommt häufig zu einem Übergang zwischen den beiden Faunen. Widersprüchlich in diesen fluviatilen Ablagerungen ist jedoch, dass im ganzen Profil so gut wie keine Süßwassermollusken zu finden sind. Die einzigen Arten die hier vereinzelt auftreten sind *Galba truncatula* (bei 5,0–5,1; 4,5–4,6; 1,15–1,25 m), *Bithynia tentaculata* (bei 5,0–5,1 m), *Planorbis planorbis* (bei 5,0–5,1; 4,4–4,5 m), *Sphaeridae* indet. (bei 4,5–4,6 m), *Lymnaeidae* indet. (4,5–4,6 m) und *Anisus leucostoma* (2,5–2,6 m).

Insgesamt ist das Profil durch eine für kaltzeitliche Faunen typische artenarme Fauna gekennzeichnet. In höheren Abschnitten des Profils nimmt die Erhaltung der Gehäuse zu. In den älteren Schichten ist die Artenzahl nicht nur wesentlich geringer, sondern auch der Erhalt der Molluskengehäuse ist schlechter, d.h. es kommen nur Gehäusefragmente vor. In den jüngeren Schichten, sind größtenteils komplette Gehäuse erhalten und auch teilweise Steinkerne.

An drei Proben (Abb. 5a) wurden von Johanna Lomax (Justus-Liebig-Universität Gießen) Altersbestimmungen mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz durchgeführt. Die Äquivalentdosis (D_e) wurde anhand der Quarz-Grobkornfraktion (90–200 µm) bestimmt und mittels des SAR-Protokolls (Murray und Wintle, 2000, 2003) analysiert. Die Grobkornproben zeigen gute Lumineszenzeigenschaften mit relativ hellen Lumineszenzsignalen, so dass alle Proben mit 2 mm Aliquots gemessen wurden. Die D_e -Verteilungen der Proben weisen eine relativ enge symmetrische Verteilung auf. Somit ist von einer guten Bleichung auszugehen. Zusammenfassend sind analytischen Ergebnisse ermittelt worden, die in Tabelle 1 zu finden sind.

Da sich die Proben problemlos datieren ließen, kann von zuverlässigen Ergebnissen ausgegangen werden.

Somit sind die fluviatilen Sedimente während des Weichsel-Hochglazials abgelagert worden. Die Ablagerung erfolgte innerhalb weniger 1000 Jahre. In diesen verwilder-

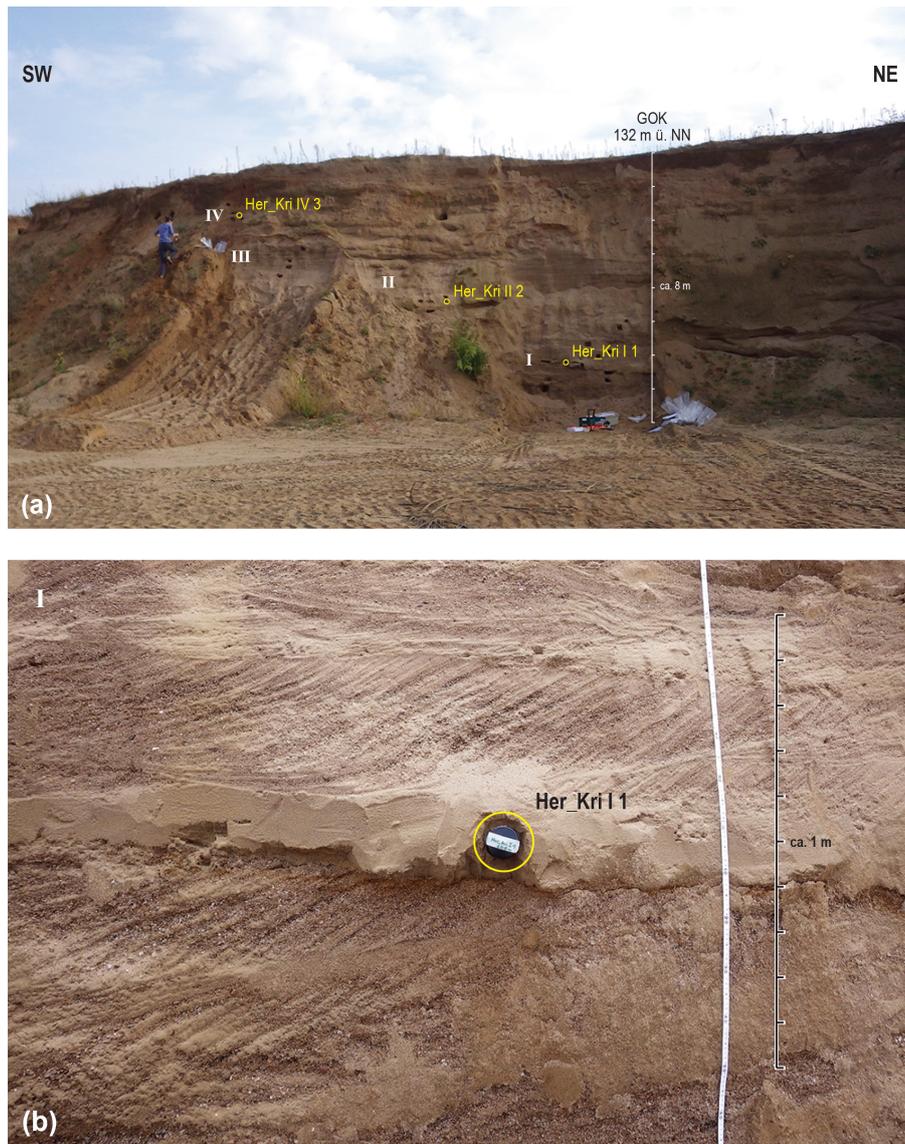


Abb. 5. (a) Übersichtsfoto der Abbauwand in der Kiesgrube Krichbaum bei Babenhausen – in dem Foto sind die vier Profilabschnitte I–V sowie die Probenentnahmepunkte für die Lumineszenzdatierungen (Her_Kri I 1 etc.) vermerkt. (b) Detailausschnitt aus dem Profilabschnitt I mit schräggeschichteten fluviatilen Sedimenten der Gersprenz und dem Probenentnahmepunkt Her_Kri I 1 für die Lumineszenzdatierung (Fotos: Christian Hoselmann).

ten Flusssystemen ist von schnellen Ablagerungen und häufigen Umlagerungen der Sedimente auszugehen, was zu einer gewissen Vermischung der Akkumulationsalter führt.

3 Stopp 2

- Der Zellhügel bei Mainhausen-Zellhausen im Mittelalter: auf den Spuren einer mittelalterlichen Siedlung im Umfeld des Klosters Seligenstadt
- (GK/TK25: 5919 Seligenstadt; GK R 3498450, H 5542300 bzw. UTM32N E 498376, N 5540523, Höhe: 117 m ü. NN)

– Führung: Gesine Weber

1953 entdeckte der damalige Bodendenkmalpfleger Karl Nahrgang auf dem sogenannten Zellhügel westlich von Mainhausen-Zellhausen eine mittelalterliche Befestigung (Nahrgang, 1957). Seit 2009 erforschen die Untere Denkmal-schutzbehörde des Kreises Offenbach und der Geschichts- und Heimatverein Mainhausen e.V. diese Fundstelle. Die Ergebnisse der Grabungen brachten viele neue Erkenntnisse zur früh- und hochmittelalterlichen Geschichte der Region und des benachbarten Klosters Seligenstadt, das eine Gründung Einhards, des Biographen Karls des Großen ist.



Abb. 6. *Trochulus hispidus* und *Succinella oblonga* mit mineralisiertem Holz bei 5,4–5,5 m; Gehäuselänge bis 5 mm (Foto: Joachim Wedel, HLNUG).

Bei dem Zellhügel handelt es sich um eine flache Kuppe, westlich des Ortes Zellhausen, die sich halbinselförmig in die moorige Niederung eines Altmainarmes, den Zeller Bruch, hineinschiebt. Mitte des 19. Jahrhunderts wurde die Geländeoberfläche um einen halben bis dreiviertel Meter abgetragen, um die Torfgruben im Zellerbruch zu füllen (Nahrgang, 1957). Ein weiterer Bodenabtrag erfolgte mit der Flurbereinigung Mitte des 20. Jahrhunderts.

Bei den anstehenden Sedimenten auf dem Hügel ist es mitunter schwer, natürliche und anthropogene Ablagerungen voneinander zu unterscheiden. Sand und rötliche Lehmschichten kommen nebeneinander vor. Stellenweise sind Kalkbänder und -linsen eingelagert, die manchmal kaum von mittelalterlichen Mörtelgruben oder Mauerausbrüchen zu unterscheiden sind (Abb. 7). Eine von Posselt & Zickgraf Prospektionen GbR durchgeführte Bodenradaruntersuchung zeigte ebenfalls Strukturen, die aus Sicht der Archäologen als Reste einer Bebauung gedeutet werden können, sich aber bei der Ausgrabung als natürliche Bildungen erwiesen.

Auf dem Zellhügel stand bis 1816 eine Kirche inmitten eines ummauerten Kirchhofs. Bei den Grabungen 2016/2017 zeigte sich, dass von den Fundamentgräben nur noch 2–3 cm erhalten waren, stellenweise fehlten sie ganz; 1953 waren es noch 30 cm. Die Kirche wurde 1344 erstmalig erwähnt; Funde von Bodenfliesen weisen auf eine Errichtung spätestens in der 2. Hälfte des 12. Jahrhunderts hin. Hinweise auf ältere Vorgängerbauten fehlen, was aber an der schlechten Befunderhaltung liegen kann. Zur Nutzung des zugehörigen Friedhofs gibt es keine schriftlichen Quellen wie Kirchenbücher, so dass unbekannt ist, wer dort wann begraben wurde. Erste ^{14}C -Daten von Skeletten weisen auf das 15./16. Jahrhundert (Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie gGmbH).

Von einer spätbronzezeitlichen Kulturschicht mit zahlreichen Keramikfunden und einzelnen römischerzeitlichen Fund-



Abb. 7. Anthropogen(?) verursachte ringförmige Bodenstruktur. (Foto: Gesine Weber)

stücken abgesehen, wurde der Zellhügel spätestens in spätmerowingisch-frühkarolingischer Zeit besiedelt. Bei den Grabungen 2010 konnte ein Umfassungsgraben untersucht werden, der den darin enthaltenen Funden nach, etwa zu Beginn des 10. Jahrhunderts aufgegeben wurde. Außer Keramikscherben und Speiseabfällen wie Tierknochen wurde auch ein Hund darin niedergelegt. 2011 wurde ein Steinkeller von 7,40 × 4,90 m Größe freigelegt, der offenbar zeitgleich mit dem Graben mit Siedlungsabfall verfüllt wurde. Insgesamt 55 kg abgeschlagener Verputz, davon 14 kg farbig bemalt, weisen auf ein reich ausgeschmücktes Gebäude hin. Dass dort Angehörige des karolingerzeitlichen Hochadels wohnten, zeigen Reste von Glasgefäßen sowie ein kleiner silbertauschierter Schwertknauf auf der Kellersohle (Abb. 8). Glasgefäße galten in karolingischer Zeit als sehr kostbar und fanden sich daher nur in „besseren“ Haushalten. In Form und Farbe, ein verwitterungsbedingtes Graubraun, ähnelt der eine Zellhäuser Glasbecher zwei Stücken aus dem wikingerzeitlichen Gräberfeld von Birka in Schweden. Ein herausragender Fund aus dem Keller war ein silbertauschierter, mit einem floralen Muster in Niello-Technik versehener Schwertknauf, der in die erste Hälfte des 9. Jahrhunderts datiert werden kann. Überraschenderweise fand sich am Keller ein kleines Gräberfeld mit sechs Bestattungen (Kroemer et al., 2011; Weber et al., 2015), das mit dem Friedhof an der Zellkirche in keinem Zusammenhang steht. Die vier Männer und zwei Frauen waren zumindest teilweise Zeitgenossen von Einhard, der 815 Seligenstadt, damals noch Mulinheim superior genannt, von Ludwig dem Deutschen geschenkt bekam und 828 mit der Überführung der Reliquien von Petrus und Marcellinus den Grundstein für das Kloster legte (Datierung der Skelette: Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung und Christian-Albrechts-Universität Kiel sowie Curt-Engelhorn-Zentrum für Archäometrie). Die anthropologische Untersuchung der Zellhäuser Skelette zeigte



Abb. 8. Karolingerzeitlicher Keller und Funde daraus (Glasgefäße, Schwertknauf, Fibel, Messer, Pfeilspitze und Kamm). (Fotos: Gesine Weber)

mit mindestens 40 bzw. über 60 Jahren ein relativ hohes Sterbealter; eine Frau war zudem noch stark körperlich behindert. Demnach scheint hier innerhalb des Hofareals ein Bestattungsplatz einer kleinen lokalen Elite vorzuliegen. Dies wird auch durch die Strontium-Isotopenanalysen bestätigt, die gezeigt haben, dass es sich um Einheimische handelte (Untersuchungsberichte von Marina Vohberger, München, 2014 und Corina Knipper vom Curt-Engelhorn-Zentrum für Archäometrie, 2016).

Ein Schwerpunkt der Grabungen seit 2009 war die von Karl Nahrgang entdeckte frühmittelalterliche Befestigung. Sie bestand aus einer nur noch punktuell nachweisbaren Mauer und einem vorgelagerten tiefen Graben, dessen 2 m breite Sohle etwa 2,5 m u. GOK lag. Um die Grabenränder zu befestigen, waren sie mit heute noch bis zu 50 cm hoch erhaltenen Eichenpfählen gesichert. Diese aus zwei untersuchten Grabenabschnitten stammenden Hölzer wurden dendrochronologisch auf um/nach 915 (Thorsten Westphal, Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum, Univ. Heidel-

berg, 2016) bzw. $925 \text{ bis } 937 \pm 10 \text{ a}$ (Dendrochronologisches Labor Westphal, Frankfurt, 2010) datiert, sind also eindeutig frühottonischer Zeitstellung. Es ist davon auszugehen, dass die Errichtung der Befestigung in Zusammenhang mit der „Burgenordnung“ Heinrichs I. steht, der den Bau von Burgen gegen die immer wieder das Reich heimsuchenden Ungarn anordnete. Ob die Befestigung irgendwann zerstört wurde ist unbekannt. Da sich aber bisher keinerlei Brandspuren fanden, die auf ein gewaltsames Ende hindeuten, ist eher an einen langsamen Zerfall von Umwehrgung und Teilen der Ansiedlung zu denken. Dafür spricht auch, dass Teile der Mauer erst in den Graben stürzten, als dieser schon 60–80 cm verfüllt war. Ein zwischen den Steinen liegender Tierknochen konnte in das 12. Jahrhundert datiert werden, wohingegen andere Knochen im Graben in das 10. Jahrhundert datieren (Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum).

Die große Menge an archäologischen Funden belegt, dass es sich nicht um eine reine Fliehburg handelte, sondern um eine dauerhaft bewohnte Siedlung. Offenbar wurde der karolingerzeitliche Umfassungsgraben und das vielleicht schon auffällig gewordene unterkellerte Gebäude aufgegeben, um das Ganze zu einer wehrhaften Befestigung auszubauen.

Der Bau der Wehrmauer, die immerhin fast $10\,000 \text{ m}^2$ umgab, erforderte enorme Mengen an Mörtel. Dieser fand sich in der Grabenfüllung aber auch in Form ausgedehnter Planieschichten am Rand der Siedlung. Eine große, nicht ausgeräumte Mörtelgrube dürfte noch zu der spätmerowingisch-karolingischen Siedlungsphase gehört haben, aber ein 2016 entdeckter Befund steht mit dem groß angelegten Ausbau in Zusammenhang. Es handelt sich um eine runde Wanne aus hartem Mörtel mit flachem Boden und zentralem Pfostenloch von knapp 2 m Durchmesser. Die kreisförmigen Rillen (Rührspuren) auf dem Wannenboden weisen darauf hin, dass es sich um einen mechanischen Mörtelmischer handelt. Vergleichbare Mörtelmischer treten im 8.–11. Jahrhundert auf und werden mit der Renaissance der Steinarchitektur in Verbindung gebracht. Sie finden sich auf etwa 40 Fundstellen in ganz Europa in Zusammenhang mit großen Baumaßnahmen der kirchlichen und weltlichen Herrschaft (Hüglin, 2011). Bei der Grabung 2017 wurde auf der entgegengesetzten Seite der Befestigung eine fast doppelt so große Mörtelplatte mit ebenfalls konzentrischen Rührspuren entdeckt, bei der es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um den Rest eines weiteren mechanischen Mörtelmischers handelt (Kroemer und Weber, 2017).

Von der Zellkirche abgesehen, ist der Keller das bisher einzige nachgewiesene Gebäude auf dem Zellhügel, doch belegen die ungeheuren Fundmengen an Tierknochen und Keramikscherben eine intensive Besiedlung seit dem frühen Mittelalter. Bei den Keramikscherben handelt es sich überwiegend um lokale Warenarten wie die sogenannte graue Glimmerware. Vermutlich wurde hier von den Töpfern ein Ton verwendet, der bereits von der Lagerstätte her einen Glimmeranteil besaß, was durch die Zugabe von zerschlagenem Glimmergneis, wie er 6 km entfernt bei Stockstadt ansteht

und auch für den Bau der Befestigung verwendet wurde, verstärkt werden konnte. Auf Fernhandel weisen Keramikscherben von Gefäßen, die im Rheinland hergestellt und auf den Zellhügel transportiert wurden. In diesem Zusammenhang stellt sich für die Archäologen die Frage, inwieweit es noch einen halbwegs schiffbaren Bachlauf im Bereich des Altmainarmes gab, mit dem solche Importgüter, aber auch das ganze Baumaterial, das aus Steinbrüchen bei Stockstadt oder vom Spessarttrand bei Hörstein auf der anderen Mainseite herangeschafft werden konnte. Diese Frage ist noch ungeklärt.

Ortsansässiges Handwerk lässt sich auf dem Zellhügel direkt oder indirekt nachweisen, so belegen Spinnwirtel die häusliche Textilherstellung. Besonders in der Nordostecke der Befestigung häuften sich Funde von bearbeiteten Knochen und Geweihen, die auf einen dort ansässigen Knochen schnitzer hinweisen. Mit dem Fund von fast 50 kg Eisenschlacke und verbrannter Ofenwandung aus Lehm ist das Schmiedehandwerk für den Zellhügel nachgewiesen.

Alle Funde belegen eindeutig das Vorhandensein einer spätmerowinger-/karolingerzeitlichen Elite auf dem Zellhügel, die sicher in engem Kontakt mit Einhard, dem Kloster Seligenstadt und dem dort verkehrenden Hochadel bis hin zu König und Kaiser stand. In ottonischer Zeit erfolgte dann der Ausbau zu einer gut befestigten Siedlung. Diese verlor dann mit zunehmendem Erstarken des unmittelbar am Mainufer deutlich verkehrsgünstiger gelegenen Seligenstadt an Bedeutung und wurde vermutlich im Laufe des 12. Jahrhunderts schließlich aufgegeben. Vor Ort überlebt hat bis 1816 lediglich die Kirche.

4 Stopp 3

- Unterpleistozäne Sedimente des Mains in der Tongrube Katzenbuckel bei Hainburg-Hainstadt
- (GK/TK25: 5919 Seligenstadt; GK R 3494100, H 5548510 bzw. UTM32N E 494027, N 5546730, Höhe: 127 m ü. NN)
- Führung: Christian Hoselmann und Tatjana Laupenmühlen

Rund 1 km westlich von Hainburg (Ortsteil Hainstadt) liegt die Tongrube am Katzenbuckel des Klinker- und Ziegelwerks Franz Wenzel GmbH & Co KG. In dieser Grube wird mindestens seit Mitte des 18. Jahrhunderts Ton zur Ziegelherstellung abgebaut – das älteste Dokument zum Abbau datiert sogar auf das Jahr 1687, in dem der Pachtzins mit dem Fürstbischof von Mainz geregelt wurde. Somit existiert in diesem Gebiet ein großes, historisches Grubenareal (>1 km²), das aber im Wesentlichen renaturiert wurde. In einem kleinen Bereich werden auch heute noch mehrmals im Jahr kleinere Mengen Ton abgebaut. Im Bereich des Katzenbuckels stehen rund 20 m Sedimente der t1-Terrasse (Untermain-Hauptterrassen-Formation) an, von de-

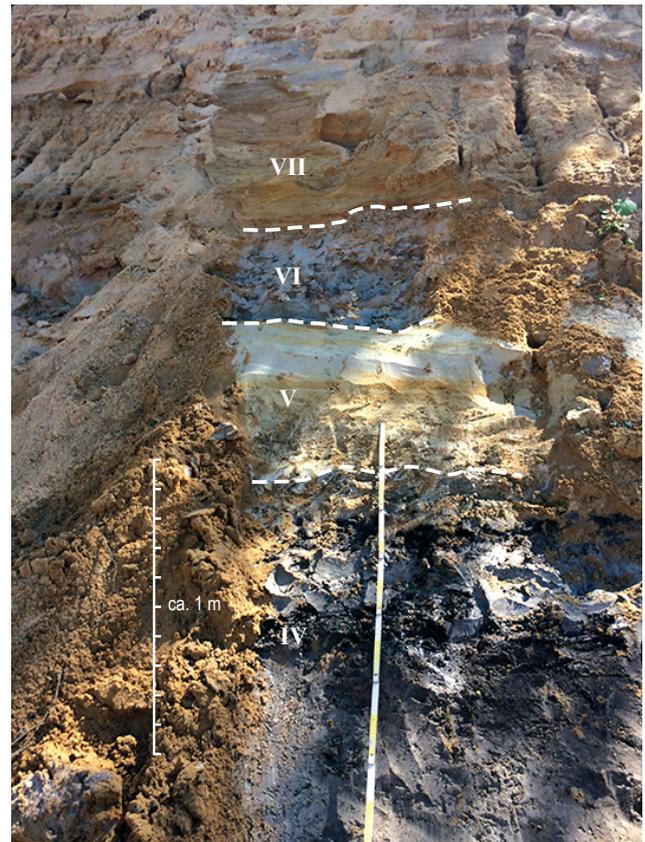


Abb. 9. Ausschnitt aus der Sedimentabfolge der Tongrube am Katzenbuckel. Die einzelnen Profilabschnitte beschreiben: IV = limnisch-fluviatile, holzführende Torfe und stark humose Tone; V = stark gebleichte, glimmerführende, fluviatile Sande; VI = limnisch-fluviatile, schluffige Tone und VII = oxidierte, fluviatile Mittel- bis Grobsande. (Foto: Christian Hoselmann)

nen im Aufschluss, in einem Schurf sowie mit Bohrstock auskartiert rund 15 m aufgeschlossen sind. Diese Sedimente lagern diskordant auf karbonatfreien Schluffen und Tonen in Wechselfolge mit fluviatilen Sanden der pliozänen Iffezheim-Formation. Im Aufschluss konnten insgesamt sieben Profilabschnitte geologisch bearbeitet werden, die jeweils sandigen Abfolgen (Abschnitte I, III, V und VII) und Tone mit zum Teil Torfen und Ligniten (Abschnitte II, IV und VI) beschreiben. Ein Ausschnitt dieser Abfolge ist in Abb. 9 dargestellt. In den fluviatilen Sanden der t1-Terrasse sind nur ganz vereinzelt Kiese zu beobachten. Die kaum geschichteten Sande bestehen zum Großteil aus aufgearbeitetem pliozänen Material. Das spiegelt sich auch in der Schwermineralverteilung der Feinsandfraktion wider. In den sandigen Abfolgen wurden insgesamt 18 Präparate analysiert. Insbesondere in den liegenden Profilabschnitten ist der Anteil der instabilen, typisch pleistozänen Schwerminerale Epidot, Granat und grüne Hornblende sehr gering (<10 %) und es dominieren extrem stabile Schwerminerale Zirkon, Turmalin und die TiO₂-Gruppe. Hinzu kommen bis zu 48 % Staurolith,

der als Liefergebiet dem kristallinen Vorspessart zugerechnet wird. Der Anteil instabiler Schwerminerale nimmt zum hangenden Profilabschnitt auf bis zu 30 % zu. Insgesamt bestätigt die Schwermineralverteilung in den Sedimenten am Katzenbuckel, dass hier sehr viel aufgearbeitetes liegendes Pliozänmaterial fluviatil, zum Teil recht kurzräumig, umgelagert wurde.

Ein früherer Abbaustand der t1-Terrasse bei Hainstadt wurde bereits von Backhaus (1967) beschrieben. Das dort dargestellte Profil ähnelt der auch heute noch aufgeschlossenen Sedimentabfolge. Hier wird im oberen Abschnitt der Abfolge allerdings eine kiesige Schicht mit groben Main-schottern beschrieben, die beim jetzigen Abbaustand nicht aufgeschlossen ist.

In der Tongrube wurden 32 Proben für palynologische Untersuchungen entnommen, die bisher bestimmt, aber noch nicht ausgezählt wurden. Die Ergebnisse der Auszählungen werden im Rahmen der Exkursion präsentiert. In den untersuchten Präparaten zeigen in den ältesten Ablagerungen die Gattungen *Picea* (Fichte) und *Pinus* (Kiefer) eine deutliche Dominanz. Mit Zunahme des organischen Anteils (holzführend, humos) im Sediment sinkt der Anteil von *Picea* und *Pinus* drastisch ab und es befinden sich nur noch vereinzelt zerfetzte Pollensäcke in den Proben. Im Gegensatz dazu nimmt der Anteil von *Sphagnum* (Torfmoose), *Lemnaceae* (Wasserlinsen) und *Polypodium* (Tüpfelfarne) zu. Am Top des Profilabschnitts II zeigt sich eine deutliche Dominanz von *Alnus* (Erle) und *Lemnaceae*, was typisch für einen Erlenbruchwald wäre; andere typische Anzeiger fehlen aber. In Profilabschnitt IV befinden sich zwei Torfhorizonte in denen erneut *Picea* und *Pinus* auftreten, jedoch nicht als alleinige dominante Gattung. *Osmunda* (Königsfarne) und *Alnus* sind auch hier deutlich vertreten. Dies stimmt mit der pollenanalytischen Untersuchung von v. d. Brelie überein, der drei Proben aus den Torfhorizonten entnommen hat und eine klare Dominanz von *Pinus* und *Alnus* nennt (in Backhaus, 1967). Allerdings muss bedacht werden, dass die Proben zu einem ganz anderen Abbaustand am Katzenbuckel genommen wurden und eine direkte Korrelation der Entnahmepunkte nur schwer möglich ist. Im Hangenden dieser Torfhorizonte wird die Anzahl der Individuen immer geringer und die Erhaltung immer schlechter, wohingegen sich die Artenanzahl nicht verändert.

Eine wichtige Frage, die durch die palynologischen Untersuchungen beantwortet werden sollte, war, ob die limnisch-fluviatilen und fluviatilen Ablagerungen bis ins Pliozän reichen. In wenigen Proben kommen vereinzelt tertiäre Formen wie *Carya* (Hickory), *Pterocarya* (Flügelnüsse) und *Tsuga* (Hemlocktannen) vor. Die aussagekräftigen Formen nach Lang (1994) *Sequoia* (Mammutbäume), *Taxodium* (Sumpfyypressen), *Liquidambar* (Amberbäume) oder *Nyssa* (Tupelobäume) treten nicht auf. Die vorläufigen palynologischen Untersuchungen zeigen, dass es sich bei den Sedimenten in der Tongrube Katzenbuckel um altpleistozäne Ablagerungen handelt, was sich mit den Untersuchungen von v. d. Brelie deckt. Durch den in seinen Untersuchungen 5 %igen

Anteil von *Tsuga* und dem parallelen Auftreten von *Carya* und *Pterocarya* ordnet er die Ablagerungen ebenfalls dem Altpleistozän zu (in Backhaus, 1967).

Die in Profilabschnitt II massenhaft vorkommenden *Sphagnum*-Sporen sind typische Anzeiger für Moore, die sich im Hinterland von Flussaunen bilden, meistens aus einem alten Altarm entstehend. Ungewöhnlich für diese Auen- und Moorvegetation ist das geringe Auftreten von *Betula* (Birken). Aber nicht nur *Betula* sondern auch andere Flussaunen prägende Pflanzentypen sind nur in geringen Prozentzahlen vertreten. Gegen eine Umlagerung spricht die sehr gute Erhaltung von *Tsuga*- und *Picea*-Pollen. Auffällig ist weiterhin, dass sich im gesamten Profil inkohltes Holz nachweisen lässt. Dies deutet auf regelmäßige Brände hin.

5 Stopp 4

- Marines Tertiär und fluviatile sowie äolische pleistozäne Ablagerungen im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Amöneburg unter besonderer Berücksichtigung quartärpaläontologischer Funde der Mosbacher Sande
- (GK/TK25: 5915 Wiesbaden; GK ca. R 3448500, H 5545800 bzw. UTM32N E 448446, N 5544022 Höhe: ca. 140 m ü. NN)
- Führung: Jan Bohatý, Christian Hoselmann und Gudrun Radtke

In den Wiesbadener Ortsteilen Amöneburg und Biebrich werden seit gut 150 Jahren die pleistozänen Ablagerungen der Mosbacher Sande beschrieben und wissenschaftlich bearbeitet. Diese Sande sowie die liegenden tertiären Kalksteine und Mergel wurden bis 2005 für die Zementherstellung von der Dyckerhoff AG abgebaut. Das Abbaugelände gehört heute der ELW (Entsorgungsbetriebe der Landeshauptstadt Wiesbaden). In den Steinbrüchen ergaben sich immer wieder hervorragende Aufschlussverhältnisse, die für intensive geologische, paläontologische sowie bodenkundliche Untersuchungen genutzt werden konnten. Das außergewöhnlich reichhaltige Spektrum paläontologischer Funde und die jahrzehntelange geologische Dokumentation der Ablagerungen und Funde machen das Vorkommen zu einem der wichtigsten tertiären und quartären Aufschlüsse in Hessen.

Der Aufschluss im Dyckerhoff-Steinbruch im sog. Rheingauer Feld gibt insgesamt einen Einblick in obere Abschnitte des Kalktertiärs (Oberoligozän–Untermiozän) im Mainzer Becken (Grimm und Radtke, 2014). Die im Folgenden neu definierten Formationen (STD 2016) sind im Untergrund aufgeschlossen:

- Wiesbaden-Formation (Reichenbacher und Keller, 2002; Grimm und Radtke, 2011)
- Rüssingen-Formation (Kadolsky und Schäfer, 2011d)

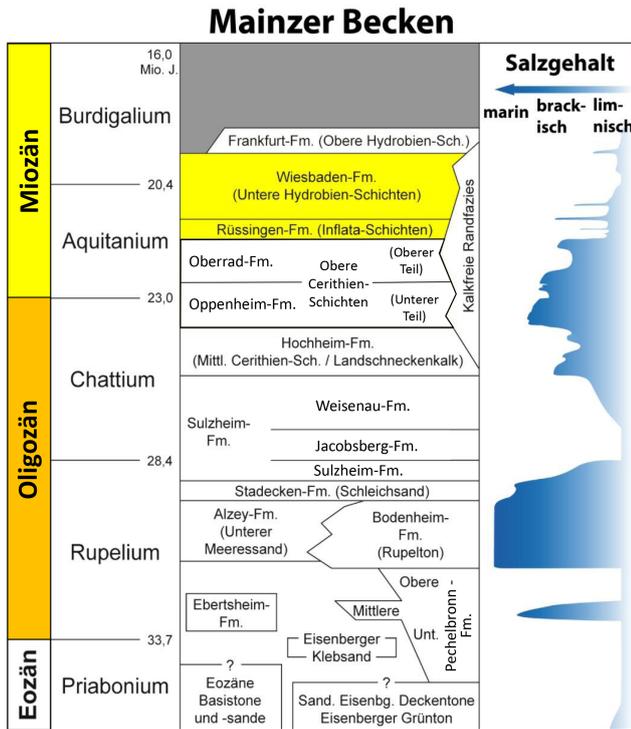


Abb. 10. Überblick zur Stratigraphie des Mainzer Becken mit Lage der marinen Ingressionen (nach Försterling und Radtke, 2012, verändert); in Gelb: aufgeschlossene Formationen im Dyckerhoff-Steinbruch.

- Oberrad-Formation (Kadolsky und Schäfer, 2011c)
- Oppenheim-Formation (Kadolsky und Schäfer, 2011b; Schäfer und Kadolsky, 2015)
- Hochheim-Formation (Kadolsky und Schäfer, 2011a)

Im nördlichen Teil des Dyckerhoff-Steinbruchs, im sogenannten Kalkofen – nördlich der A66 gelegen – haben Reichenbacher und Keller (2002) das Typusprofil der Wiesbaden-Formation („Untere Hydrobien-Schichten“) beschrieben. Die Exkursion wird in den S-Teil (Ostfeld) des Steinbruchs (südlich der A66) geführt. Dieser Teil des Steinbruchs zeichnet sich durch das zusätzliche Vorkommen von Algenriffen aus, die aufgrund ihrer außerordentlichen Bedeutung zur Unterschutzstellung durch das Hessische Denkmalschutzgesetz geführt haben. Generell lässt sich eine Algenkalk-dominierte Plattformfazies von einer eher mergeligen Lagunenfazies unterscheiden (Abb. 10).

Die Arbeiter im Dyckerhoff-Steinbruch haben die Gesteine nach Farben angesprochen, was bis heute in die wissenschaftlichen Beschreibung Eingang gefunden hat. So haben u. a. Best (1975) als auch Krause (1991) die bewährte Aufteilung von „dunkler und heller Folge“ in ihren Profilaufnahmen mit aufgenommen (s.a. Keller und Radtke, 2007). Die Basis der Wiesbaden-Fm (-Formation) bilden dunkle bituminöse Tone, die zur Zementherstellung nicht

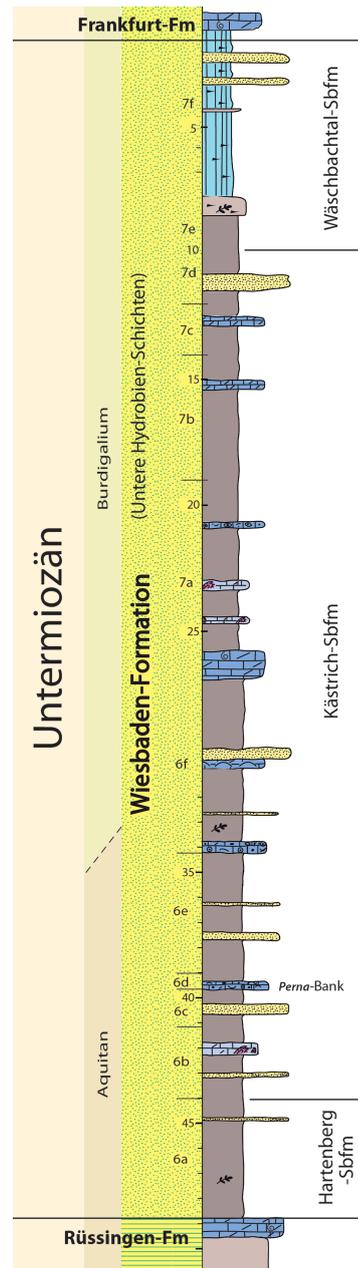


Abb. 11. Standardprofil der Wiesbaden-Fm mit Subformationen (nach Radtke, 2007, verändert).

geeignet waren – im Gegensatz zu den im Hangenden anstehenden hellen Kalksteinen. Reichenbacher und Keller (2002) haben die Wiesbaden-Fm in drei Faziesbereiche von brackisch, über lakustrin zu „Auftauchbereich“ gliedern können. Später folgten Grimm und Grimm (2003) den Vorgaben der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) und vergaben Subformationsnamen für diese Lithofazieseinheiten: Hartenberg-, Kästrich- und Wäschbachtal-Subformation (-Sbfmt) (s.a. Keller und Radtke, 2007 und Abb. 11).

Die Rüssingen-Fm bildet die Unterlage der im Steinbruch anstehenden hellen Kalksteine der Wiesbaden-Fm. Sie besteht aus weißgrünlichen Kalkmergeln und grüngrauen Mergeltonen. Ihr alter Name „Inflata-Schichten“ weist auf das ausschließliche Vorkommen der Wattschnecke *Hydrobia inflata* (neben *H. paludinaria*) in nur dieser Schicht hin. Mittig ist der Leithorizont Obere *Falsocorbicula*-Bank zu finden.

Mit Beginn der Wiesbaden-Fm erfolgt ein Farbwechsel der Gesteine von grüngrauen Mergeln der älteren Rüssingen-Fm hin zu dunkelbraunen Tonen und, seltener, Mergeltonen der Hartenberg-Sbfm (Abb. 11). Die 2,5–5 m mächtigen Sedimente der Hartenberg-Sbfm spiegeln die Transgression der Beckenfazies des Oberrheingrabens randlich auf die Plattformfazies des Mainzer Beckens wider (Martini, 1988; Grimm und Grimm, 2003). Im unteren Teil der bituminösen Tone treten Fischeskelette auf, darunter vor allem Fischreste von *Notogoneus longiceps* (von Meyer), aber auch größere Funde von u. a. Sciaeniden (Umberfische) (Martini, 1981; Reichenbacher, 2000). Der Sandaal *Notogoneus* ist meist in Weichteilerhaltung überliefert, was auf kurzzeitige euxinische Verhältnisse im Ablagerungsraum hinweist. Neben seltenen Lagen mit dem Gastropoden *Hydrobia paludinaria* (Bronn) und Lagen von Nannoplankton sind Horizonte mit massenhaftem Auftreten der Foraminifere *Lippsina demens* (Bik) zu finden, die als Einzige auf marine Einschaltungen in einem ansonsten brackischen Ablagerungsbecken hinweist. Sie zeigt den Höhepunkt der 2. Aquitanium-Transgression im Mainzer Becken an (Best, 1975; Krause, 1991). Auf brackische Faziesbedingungen weisen auch die weiteren Faunenfunde wie z.B. brackische Ostrakoden (Muschelkrebse) mit dominanten Arten wie *Hemicyprideis mio-caenica* und *H. lienenklausi* hin. Wichtig zur biostratigraphischen Einordnung sind Characeen-Funde (verkalkte Oogonien von Süßwasseralfgen) mit der erstmals vorkommenden Leitart *Stephanochara berdoutensis*, die Mittel- bis Spätaquitantium anzeigt (Schwarz, 1988; Reichenbacher, 2000).

Die bituminösen Tone sind wasserundurchlässig und für die Existenz der hier entstandenen Deponie und ihrer Abdichtung in den ansonsten klüftigen und verkarsteten Kalksteinen der Rüssingen-Formation unabdingbar.

Die Kästrich-Sbfm mit den klassischen hellen Hydrobienkalken einer Karbonatplattformfazies und einer reichhaltigen Fauna und Flora überlagert die Hartenberg-Sbfm. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von vorwiegend Kalkmergeln/Tonmergeln und vereinzelt Kalksteinen sowie Dolomiten der „hellen Folge“ mit einer Mächtigkeit von rund 30 m (Abb. 11). Darunter befinden sich mm- bis cm-dicke Kalksand-Schilllagen (aus Hydrobien). Die hohe Biodiversität beschränkt sich bei näherem Hinsehen auf von Land eingeschwehnte und eingewehte Fossilgruppen. Hochdivers sind z.B. Landschnecken, Insekten als auch eine sehr reichhaltige Vertebratenfauna mit Säugetieren, Amphibien und Reptilien. In der insgesamt brackischen Fazies mit Braunkohlen und Braunkohlentonen finden sich fossile Blätter, Samen und Früchte, aber auch Wurzelhorizonte und Tro-

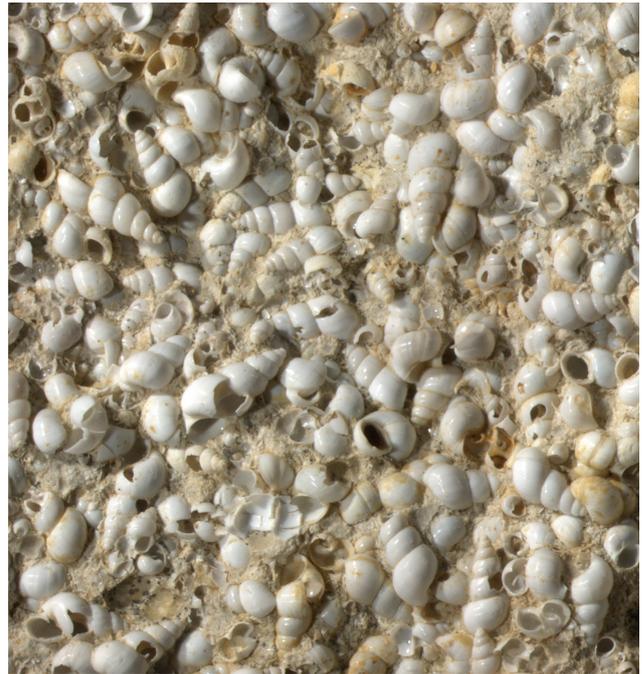


Abb. 12. Gesteinsbildende und früher namensgebende Brackwasserschnecke *Hydrobia paludinaria* aus der Wiesbaden-Formation im Dyckerhoff-Steinbruch; Gehäuselänge bis 4 mm. (Foto: Gudrun Radtke)

ckenrisse, die auf Landnähe und Auftauchphasen des Ablagerungsraums hinweisen. Bei den aquatischen Mollusken sind insbesondere die gesteinsbildend auftretenden Hydrobien mit der Art *H. paludinaria* (Bronn) (Abb. 12) zu nennen, die namensgebend für die „Hydrobien-Schichten“ waren. Wie schon in der Hartenberg-Sbfm sind hier die gleichen brackischen und limnischen Ostrakoden (*Hemicyprideis*, *Eucypris*) zu beobachten (Schäfer, 1984; Krause, 1991; Reichenbacher und Keller, 2002). Mehrere Leithorizonte geben biostratigraphische Reichweiten an: Bei den aquatischen Wirbeltieren sind Gliederungen in Fisch-Otolithen-Zonen möglich (Reichenbacher, 2000). Das Leitfossil der Wiesbaden-Fm, der Otolith (Gehörstein) *Hemitrichas rotunda*, wird im Aufschluss in exzellenter Erhaltung gefunden.

Den obersten Abschnitt der Abfolge bildet die Wäschbachtal-Sbfm, die mit einer Mächtigkeit von 8–10 m somit die jüngste Subformation in der Wiesbaden-Formation ist. Sie wird von schluffigen Mergeln und Kalkschluffen mit Wurzelhorizonten und Calichebildungen dominiert. Eine verarmte Fauna mit Cypriniden ist als limnische Auftauchfazies (Best, 1975; Reichenbacher und Keller, 2002) beschrieben.

Typisch für die Wiesbaden-Fm im Ostfeld sind die Algenriffe, die in die gebankte Fazies der Kalksteinbänke eingeschaltet sind. Sie sind etwa 10 m hoch und 20–50 m breit. Ihre Ablagerungen sind deutlich härter und karbonatreicher als die umliegenden Kalkmergel. Die Algenriff-

fe sind durch Photosynthese-betreibende Cyanobakterien-Algen-Vergesellschaftung mit stengeligem Habitus und kalkfällenden Eigenschaften entstanden. Die dem Licht entgegenwachsenden stromatolitischen Algenriffe sind per Definition Riffe, da sie aus dem umliegenden Sediment aktiv biogen herauswachsen.

Mikrofaziell lassen sich biogenführende Mikrite (mudstone), teils mit Fenstergefüge – was auf Auftauchbereich hindeutet – sowie bioklastische Sparite (pack- bis grainstone) unterscheiden mit jeweils stromatolitisch umkrusteten Hydrobrien (lumps) (s.a. Grimm und Grimm, 2003; Keller und Radtke, 2007). Die Wäschbachtal-Sbfm wird aufgrund hängender und liegender Einstufungen in das tiefere Burdigalium gestellt.

Im Hangenden des weiträumig zu verfolgenden diskordanten Kontaktes zwischen untermiozänen Kalken der Wiesbaden-Fm sowie relikthaft in Dolinen erhaltenen, pliozänen Sedimenten, haben sich im Bereich des Rheingauer Feldes alt- bis jungpleistozäne Sedimente überliefert. Unter diesen Sedimenten nehmen die fluviatilen Ablagerungen des Ur-Mains und Ur-Rheins mit den Mosbacher Sanden – nicht zuletzt aufgrund ihres seit mehr als 175 Jahren bekannten Fossilreichtums (u. a. von Meyer, 1843; Römer, 1895, 1896; Schröder, 1898; von Reichenau, 1904 bis Keller, 2013; Gruner und Gruner, 2014; Bohatý, 2016, 2018a, b) einen besonderen paläontologisch-quartärgeologischen Stellenwert ein. Innerhalb der Dyckerhoff-Steinbrüche Wiesbadens sind sie als paläontologisches Bodendenkmal „Mosbach-Sande, Steinbruch Ostfeld“ (Abb. 13) durch das Landesamt für Denkmalpflege Hessen erfasst. Besondere paläontologische Bedeutung kommt hierbei jenen, in den Cromer-Komplex einzustufenden, mittelpleistozänen Sedimenten der Haupt-Mosbach-Subformation (Hoselmann, 2007a) (= „Graues Mosbach“ und „Mosbach III“ sensu Brüning, 1974; Keller, 1999 bzw. „Mosbach-2“ und „Mosbach-3“ sensu von Königswald und Tobien, 1987) zu, welche aus fluviatilen, karbonatreichen, grünlich-gräulichen Fein- bis Mittelsanden mit Unterbrechungen von Grobkieslagen bestehen und deutliche Flussarchitekturen in Form von Schräg- und Kreuzgefügen aufweisen.

Die Bezeichnung Mosbach-Sande geht auf das erstmals zum Jahre 991 erwähnte Dorf Mosbach („Moskebach“ Kop. Ende 13. Jahrhundert, „Mussebach“ 1085, „Biebrich-Mosbach“ 1882), im Süden Wiesbadens zurück. Seit seiner ersten Nennung im 10. Jahrhundert erschien es stets mit Biebrich in einer Gemarkung verbunden und wurde 1893 in die Stadt Biebrich am Rhein, 1926 dann nach Wiesbaden eingemeindet.

In der Umgebung des ehemaligen Dorfes wurden in zahlreichen Pingen und Gruben Sande, Kiese und Kalke oberflächlich abgebaut – so z. B. in den historischen Gruben beidseits der Biebricher Allee (Bereich Adolphshöhe). Von dort – und aus dem südlichen Salzachtal – stammen auch die ersten Fossilfunde aus den Mosbacher Sanden. Der industrielle Abbau der Kalke und Sande verlagerte sich im Laufe der



Abb. 13. Fotoimpression der fluviatilen Sedimente der mittelpleistozänen Haupt-Mosbach-Subformation (Hoselmann, 2007a) des paläontologischen Bodendenkmals „Mosbach-Sande, Steinbruch Ostfeld“. (Foto: Jan Bohatý)

Zeit in östliche Richtung auf das Rheingauer Feld, wo die im Jahre 1864 gegründete Dyckerhoff AG in den ehemaligen Steinbrüchen Kalkofen, Kastel und Ostfeld Kalke und Sande für das erste deutsche Zementwerk abbaute. Bis zum heutigen Tage werden ausschließlich noch Mosbacher Sande innerhalb des Steinbruchs Ostfeld gewonnen. Im Gegensatz zu den kleinräumigen Gewinnungsstellen in der Umgebung von Mosbach konnten durch die im Zuge der industriellen Sandgewinnung resultierenden, großräumigen Abbauprofile historische Fossilfunde stratigraphisch eingestuft und die Genese der Ablagerungen geowissenschaftlich verifiziert werden. Maßgeblich für die wissenschaftliche Bearbeitung sind kontinuierliche und über längere Zeiträume hinweg stattfindende Profildokumentationen sowie systematische Fossilaufsammlungen, wie sie insbesondere durch Herbert Brüning (1911–1983) (Naturhistorisches Museum Mainz/Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz) und Thomas Keller (Leiter der Paläontologischen Denkmalpflege a. D./Landesamt für Denkmalpflege Hessen) vorgelegt wurden. Neben der ältesten Mosbach-Sammlung mit etwa 1090 Fossilien in den Naturhistorischen Sammlungen des Museums Wiesbaden (Hessisches Landesmuseum für Kunst und Natur), befinden sich circa 15 000 Fossilien in der Sammlung des Naturhistorischen Museums Mainz (Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz) sowie eine große Anzahl in der noch heute im Aufbau befindlichen Sammlung der Paläontologischen Denkmalpflege des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen.

Nach den bisherigen Erkenntnissen können die Ablagerungsszenarien der Mosbacher Sande wie folgt gedeutet werden:

Nach der Verlandung des miozänen Mainzer Tertiärmeeeres führten die Flüsse, die Solifluktion sowie weitere klimatologisch bedingte Verwitterungsprozesse in der Zeit zwi-

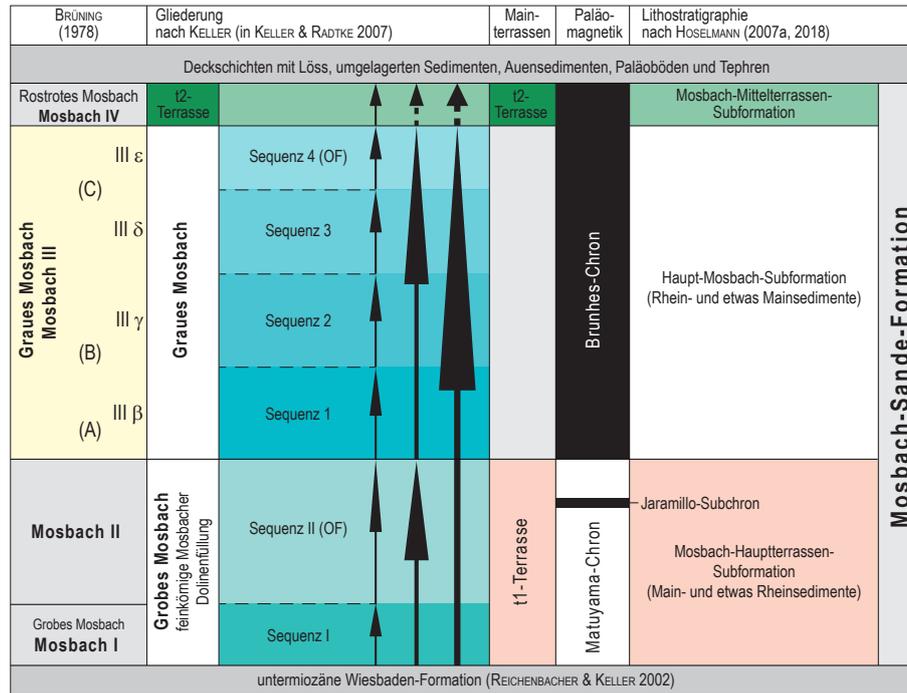


Abb. 14. Schematische Untergliederung der Mosbacher Sande (umgezeichnet nach Keller in Keller und Radtke, 2007) mit einer zyklthemischen Gliederung (kurze Pfeile: Kleinzyklen – längere Pfeile: übergeordnete Zyklen – OF = Overbank-Fine); im Grauen Mosbach werden vier Sequenzen nachgewiesen, die einzelnen Flussarchitekturen: (1) verflochtener Fluss, (2) mäandrierend sandige Mischform, (3) schmale anastomisierende Rinnen und (4) Overbank-Fines, zugerechnet werden. Ergänzt wird diese Darstellung durch die paläomagnetische Einstufung und um eine lithostratigraphische Neugliederung der Sedimentabfolge sowie die Gliederung des Aufschlusses nach Brüning (1978).

schen oberem Miozän bis zum oberen Altpleistozän zu stetigen Sedimentabtragungen. Diese Prozesse ließen eine Überlieferungslücke von etwa 20 Millionen Jahren zurück, die sich im Gelände durch den unmittelbaren Kontakt zwischen miozänen Kalken und zirka 750–600 ka alten Ablagerungen des Mains und Rheins erkennen lässt (Bohatý, 2017, 2018a, b). Innerhalb des Mainzer-Sedimentbeckens und dem Rhein-Main-Gebiet verlagerten die beiden Hauptfluter Main und Rhein ihr Flussbett häufiger. Der Main erreichte den Rhein wesentlich weiter westlich als heutzutage. Zudem deuten die fluviatilen Sedimente des Rheingauer Feldes darauf hin, dass zur Zeit des Pleistozäns ein bis zu 20 km breiter Schwemmfächer am Ausgang des Mains existierte. Die Fließgeschwindigkeit des Mains war im Vergleich zur derjenigen des Rheins deutlich niedriger, was zumindest temporär den Rückstau des Mainwassers zur Folge hatte. Gleichzeitig lagerte sich im Bereich des heutigen Rheingauer Feldes durch die andauernde Absenkung des Rheintalgrabens verstärkt Sedimentfracht ab. Diese Absenkung wurde von Hebungsbewegungen abgelöst, welche die auch heute noch gut sichtbaren Terrassen entstehen ließen. Sedimentfracht, Wasserrückstau, ein breiter Schwemmfächer und die anschließende Terrassierung des Rheingauer Feldes boten ideale Voraussetzungen für die Entstehung der Mosbacher Sande als Fossilagerstätte von überregionaler Bedeutung. In die-

ses Fluss- bzw. Schwemmfächersystem geratene Tierkadaver kamen zumeist nach kurzem Transport zur Ablagerung. Zahlreiche Verbissspuren und Verwitterungsanzeichen zeugen von den hier lebenden Raubtieren und Aasfressern, welche die Kadaver entsprechend fragmentiert zurückließen. Die biostratigraphische und klimatologische Einstufung der miteinander assoziierten, disartikulierten fossilen Skelette wird jedoch erheblich durch die zum Teil mehrfachen Um- und Ablagerungen erschwert. So treten Knochen warm- und kaltzeitlicher Organismen in den Sedimentschichten der Mosbacher Sande durchaus nebeneinanderliegend auf (Bohatý, 2017, 2018a, b). Neben einigen im Gelände nicht verifizierbaren Gliederungen der Mosbacher Sande des Rheingauer Feldes (u. a. von Koenigswald und Tobien, 1987; siehe hierzu Keller, 1999), existieren in der Literatur bislang drei Unterteilungsmodelle von Brüning (1978), Keller (in Keller und Radtke, 2007) und Hoselmann (2007a, 2018) (Abb. 14). Nach Keller (in Keller und Radtke, 2007) teilen sich die Mosbacher Sande in zwei im Alter unterschiedliche Schüttungskörper:

Erster, altpleistozäner fluviatiler Zyklus – Grobes Mosbach und feinkörnige Mosbacher Dolinenfüllung: im Hangenden von Grobschottern, Kiesen und Sanden folgen feinklastische Tone und Schluffe, z. T. in Wechsellagerung mit sandigen Einschaltungen. Nach Keller sind diese Sedimente



Abb. 15. Fundsituation eines Unterkiefers der pleistozänen Nashornart *Stephanorhinus* sp.; LfDH-Inv.-Nr. PAL EV 27/06. Bildbreite 23 cm. (Foto: Anne Sander, Landesamt für Denkmalpflege Hessen)

dem ersten fluviatilen fining-upward-sequence-Zyklus zuzuordnen. Die liegenden Grobsedimente sind diskordant von den hangenden Feinklastika überlagert. Im Bereich dieser Diskordanz treten feinkörnige Dolinenfüllungen auf (u. a. Semmel, 2002), in deren Bereich Brüning (1970) die Überprägung des feinkörnigen Sediments durch eine fossile Bodenbildung beschrieb. Paläomagnetische Untersuchungen an diesen Hochflutlehmen stufen lt. Boenigk (1978) diese in das Jaramillo-Subchron (1072–970 ka) ein. Die altpleistozänen, überwiegend als Dolinenfüllung erhaltenen Sedimente weisen (Keller in Keller und Radtke, 2007; Keller, 2007) eine Mächtigkeit von über fünf Metern auf und zeigen Anzeichen periglazialer Bedingungen einer frühen Kaltzeit (Frostspalten, Tropfenböden und sackförmige Sedimentüberprägungen). In diesen konnte eine arten- und individuenarme Säugetierfauna belegt werden, für welche das „Altmammut“ *Mammuthus meridionalis*, das Pferd *Equus* sp. und das etruskische Nashorn *Stephanorhinus etruscus* kennzeichnend sind (siehe u. a. Keller in Keller und Radtke, 2007).

Zweiter, mittelpleistozäner fluviatiler Zyklus – Graues Mosbach: Zwischen dem ersten und dem wesentlich jüngeren, zweiten Zyklus wurde von Koenigswald und Tobien (1987) ein Hiatus höherer Ordnung verifiziert. Der gemäß Keller (in Keller und Radtke, 2007) bis zu 12 m mächtige zweite Zyklus wird von groben bis feinkörnigen Sedimenten (Grobschottern, Kiesen, Sanden, Schluffen und Mergeln) mit deutlichem Kalkgehalt dominiert. Die Ablagerungen weisen im Gegensatz zum Groben Mosbach und den feinkörnigen Mosbacher Dolinenfüllungen eine normale Magnetisierung (Brunhes) auf. Nach Semmel (1969) werden sowohl die altpleistozänen als auch die diskordant auf ihnen auflagernden, mittelpleistozänen Sedimente der t1-Terrasse (Untermain-Hauptterrassen-Fm) zugeordnet. Der

mittelpleistozäne Sedimentkörper ist im Bereich des ehemaligen Dyckerhoff-Steinbruchs – bzw. des paläontologischen Bodendenkmals „Mosbach-Sande, Steinbruch Ostfeld“ – als ungefähr 1000 × 300 m messendes Segment des zentralen Rheingauer Feldes aufgeschlossen. In diesem beschrieb Keller (in Keller und Radtke, 2007) vier Sequenzen: Die untersten drei Sequenzen zeichnen sich demnach durch zyklische fining-upward-sequences aus und unterscheiden sich durch voneinander verschieden aufgebaute Sets fluviatiler Architekturelemente. Innerhalb des Grauen Mosbachs wurden insbesondere von Brüning (1978) zahlreiche unterschiedliche Klimaindikatoren lithogenetischer Natur beschrieben, wobei gemäß Brüning die Anzeiger (u. a. Driftblöcke) kühler oder kalter Klimata dominieren sollen. Keller (in Keller und Radtke, 2007) wies jedoch auf die Notwendigkeit einer sauberen Unterscheidung von syn- und epigenetischen Entstehungen hin und belegte, dass z. B. Driftblöcke als sperrige, transportresistente Körper sekundär auf Kontaktflächen höherer Ordnung akkumulieren können. Allerdings betonte auch Keller die Seltenheit warmklimatischer Indikatoren – wie der von Wilde et al. (2005) belegten interglazial dominierten Flora oder der durch das Landesamt für Denkmalpflege Hessen in den letzten 20 Jahren verzeichneten Warmzeitkomponenten der Gastropoden- und Säugetierfaunen. Die mittelpleistozänen Mosbacher Sande sind für eine reiche Säugetierfauna mit bislang etwa 65 bekannten Arten berühmt. Hinzukommen Fisch- und Vogelfossilien sowie eine hochdiverse Molluskenfauna von etwa 150 Arten (Keller in Keller und Radtke, 2007; Gruner und Gruner, 2014). Charakteristische Säugetiere sind der Steppenelefant *Mammuthus trogontherii*, die Nashörner *Stephanorhinus etruscus/hundsheimensis* sowie *S. kirchbergensis* (Abb. 15), der Deninger-Bär *Ursus deningeri deningeri* sowie der wesentlich größere *Ursus arctos priscus*. Aus dem Grauen Mosbach liegt zudem eine der ältesten in Mitteleuropa bekannten Wühlmauspopulationen (*Arvicola*) vor (Maul et al., 2000), unter welcher die Art *Arvicola mosbachensis* einen biostratigraphischen Leitwert besitzt (Abb. 16). Gemäß Adam (1964) und Maul et al. (2000) kann das Graue Mosbach in die faunistische Stufe des Mosbachiums sowie in das Cromer-Interglazial III eingegliedert werden. Nach Keller (in Keller und Radtke, 2007) treten in der Großsäugerfauna einerseits typische Warmzeitformen auf, so z. B. der Waldelefant *Elephas antiquus*, das Flusspferd *Hippopotamus* sp., das Schwein *Sus* sp., der Gepard *Acinonyx pardinensis* oder der Jaguar *Panthera onca gombaszoegensis*. Andererseits deuten Steppenelefant *Mammuthus trogontherii*, Steppenbison *Bison priscus*, Steppenhirsch *Megaloceros verticornis* und das Reh *Capreolus suessenbornensis* einen klimatisch kontinental geprägten Zeitabschnitt an. Keller (in Keller und Radtke, 2007) wies zudem darauf hin, dass anhand von taphonomischen Indizien an kaltzeitlichen Faunenelementen (u. a. dem Ren *Rangifer* sp. und dem Vielfraß *Gulo schlosseri*) diesen kein größerer Einfluss auf die sekundär miteinander assoziierte Gesamtafauna eingeräumt werden kann (vgl. Keller, 2002). Wie bereits oben



Abb. 16. Backen- und Schneidezähne des Leitfossils der Haupt-Mosbach-Subformation, der Wühlmausart *Arvicola mosbachensis*. Bildbreite 4,8 cm. (Foto: Anne Sander, Landesamt für Denkmalpflege Hessen)

erwähnt, treten aufgrund der z. T. mehrfachen Um- und Ablagerungsszenarien Knochen warm- und kaltzeitlicher Organismen in den Sedimentschichten des Grauen Mosbach durchaus nebeneinanderliegend auf (Bohatý, 2017, 2018a, b).

Lithostratigraphisch lässt sich im Rheingauer Feld die pleistozäne fluviatile Abfolge nach Hoselmann (2007a, 2018 und Abb. 14) als Mosbach-Sande-Fm definieren, die sich durch die drei Subformationen: Mosbach-Hauptterrassen-Sbfm, Haupt-Mosbach-Sbfm sowie Mosbach-Mittelterrassen-Sbfm untergliedern lässt. Die Mosbach-Hauptterrassen-Sbfm ist mit der t1-Terrasse des Mains (Untermain-Hauptterrassen-Fm) zu korrelieren und wird im Wesentlichen von fluviatilen Sedimenten des Mains aufgebaut. Dagegen ist die Haupt-Mosbach-Sbfm (Graues Mosbach) vorrangig aus Ablagerungen rheinischen Ursprungs akkumuliert und kann mit Teilen der Viernheim-Fm (Hoselmann, 2010) des nördlichen Oberrheingrabens korreliert werden. Den fluviatilen Abschluss dieser Sequenz bildet die Mosbach-Mittelterrassen-Sbfm, die im Wesentlichen mit der t2-Terrasse des Mains (untere Subformation der Untermain-Mittelterrassen-Fm) korreliert werden kann und dem Rostroten Mosbach nach Brüning (1978) entspricht. Ähnliche Abfolgen mit verzahnten fluviatilen Sedimenten rheinischer und mainischer Provenienz finden sich auch in vielen Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben vom Frankfurter Flughafen im Norden bis in den Raum Gräfenhausen im Süden. Nur ist hier im Gegensatz zum Aufschluss der Mosbacher Sande im Rheingauer Feld aufgrund fehlender Aufschlüsse eine detaillierte paläontologische und sedimentologische Bearbeitung kaum möglich.

Die äolischen Deckschichten und Paläoböden und Bodenverlagerungen werden detailliert bei Semmel (1995, 2005)

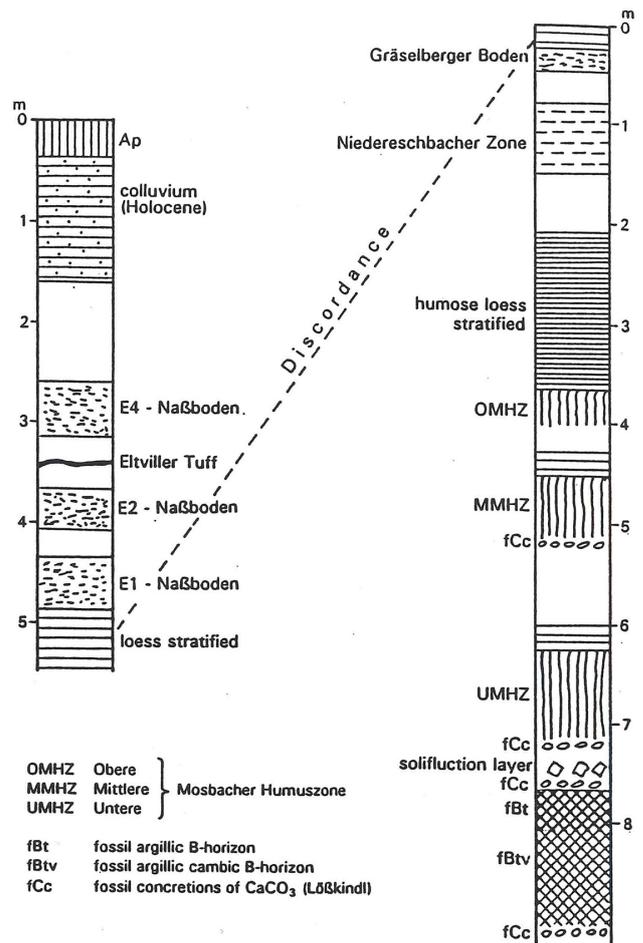


Abb. 17. Würmlössprofil in Mainz-Weisenau aus Semmel (1999c).

und Hilgers et al. (2003) beschrieben und sind zum Teil in Dolinen sehr gut dokumentiert. Insbesondere der Löss der letzten Kaltzeit ist oftmals sehr gut aufgeschlossen mit hoch aufgelösten Mosbacher Humuszonen und den jungweichselzeitlichen Erbenheimer Nassböden (E1 bis E5) paläopedologisch von Interesse. Markant ist das häufige Auftreten der Eltville Tephra, einer vulkanischen Ablagerung aus der Osteifel, die mit einem Alter zwischen 23,2 und 25,6 ka vor heute (Zens et al., 2017) ein charakteristisches, häufig mehrgliedriges Band zwischen dem E3- und E4-Nassboden bildet.

6 Stopp 5

- Lössprofil und Paläoböden im ehemaligen Steinbruch bei Mainz-Weisenau
- (GK/TK25: 6015 Mainz; GK R 3449540, H 5536880 bzw. UTM32N E 449485, N 5535105, Höhe: 160 m ü. NN)
- Führung: Michael Weidenfeller

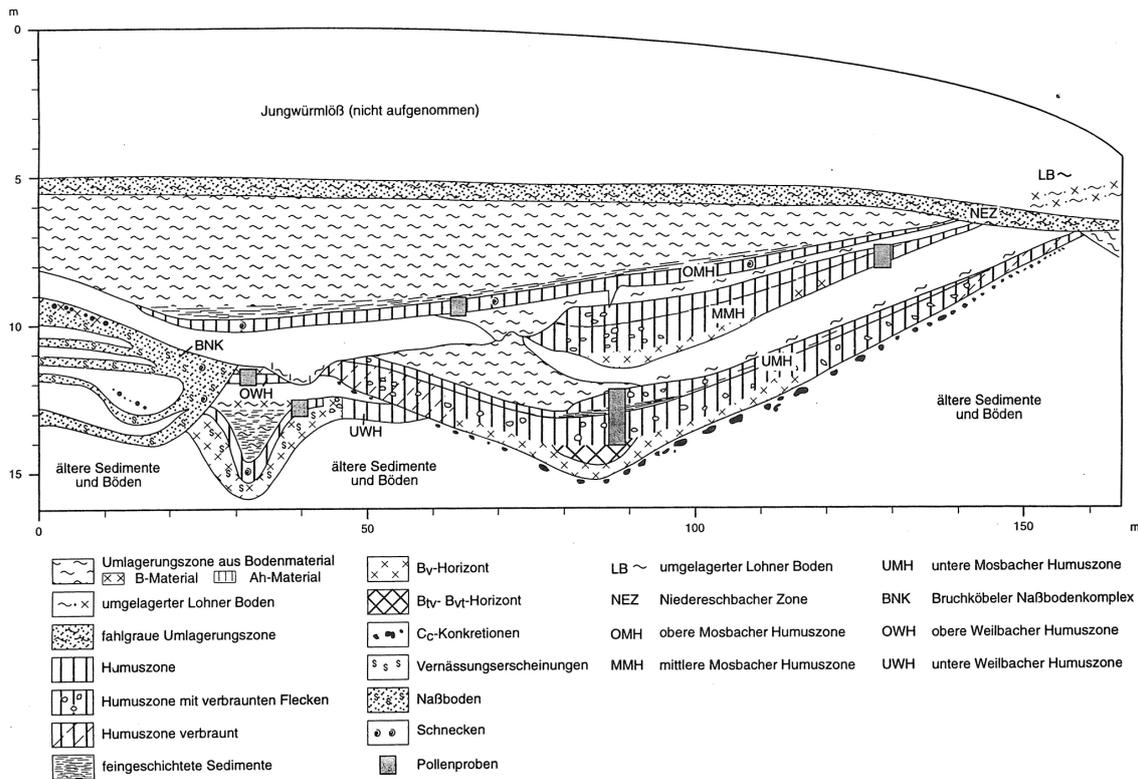


Abb. 18. Horizontabfolge des Altwürmlössabschnittes in Dellenposition (aus Bibus et al., 1996).

Das Lössprofil im Steinbruch Mainz-Weisenau ist neben dem Dyckerhoff-Steinbruch in Wiesbaden (vgl. Stopp 4 und Semmel, 1995, 2005) eines der bedeutendsten Quartäraufschlüsse im Rhein-Main-Gebiet. Über viele Jahrzehnte wurden die Sedimente und die fossilen Bodenbildungen von verschiedensten Bearbeitern mit unterschiedlichsten Methoden untersucht und datiert. Arno Semmel von der Universität Frankfurt a.M. hat den Abbaufortschritt über viele Jahre beobachtet und beschrieben (Abb. 17) (Semmel, 1983). Im Band 20 der Frankfurter Geowissenschaftlichen Arbeiten (Semmel, 1996) sind die Ergebnisse in Einzelbeiträgen dokumentiert. Anlässlich des Lössfestes in Gießen 1999 fasste Semmel (1999c) den Wissensstand in einem Exkursionsbeitrag zusammen.

Die Lössforschung im Rhein-Main-Gebiet begann mit den Arbeiten von Schönhals (1950, 1951), der den Würmlöss in drei, jeweils durch Bodenbildungen begrenzte, stratigraphische Abschnitte gliederte. Semmel (1963) bestätigte später, dass der fossile Ah-Horizont genetisch gar nicht zum liegenden B-Horizont gehört. Außerdem konnten häufig drei selbständige fossile Ah-Horizonte über dem Bt-Horizont gefunden werden, der als Bildung der letzten Warmzeit gedeutet wird (Schönhals et al., 1964). Diese Ah-Horizonte werden als Mosbacher Humuszonen bezeichnet. Die Lössabfolge wurde insbesondere in den 90er Jahren von der Arbeitsgruppe von Erhard Bibus, Geographisches Institut

der Universität Tübingen, mit verschiedensten Methoden bearbeitet (Bibus et al., 1996). Dazu gehörten neben paläopedologischen Untersuchungen auch Molluskenbestimmungen, Bestimmungen von Holzkohlen, Dünnschliffuntersuchungen (Poetsch, 1996), paläomagnetische und schwermineralogische Untersuchungen (Thiemeyer, 1993) sowie Lumineszenz-Datierungen (Frechen und Preusser, 1996).

Bibus et al. (1996) konnten aufgrund von typischen Horizonten im hangenden und zwischengeschalteten Löss belegen, dass es sich in Weisenau um den Altwürmlöss mit den drei interstadialen Mosbacher Humuszonen und den Risslöss mit den Weilbacher Humuszonen handelt (Abb. 18). Die Humuszonen sind durch mächtigere Lösszwischenlagen, die kalttrockene Abschnitte anzeigen, voneinander getrennt. Die beiden untersten Mosbacher Humuszonen sind stark durch Entkalkungs- und Verbraunungserscheinungen unterschiedlicher Intensität und Verbreitung degradiert. Einerseits handelt es sich um braune Flecken, andererseits jedoch auch um basale Verbraunungszonen, die vor allem im Dellentiefsten verbreitet sind. Aktuell ist im Weisenauer Steinbruch ein Lössprofil mit der Unteren Mosbacher Humuszone und einem Btv-Horizont aufgeschlossen. Die Beschreibung orientiert sich an den bereits publizierten Ergebnissen. Neuere Untersuchungen am aufgeschlossenen Profil liegen nicht vor.

Seit 1991 wurde ein Lössrücken durch den Abbau geschnitten, in dessen Bereich zu Beginn der letzten Kalt-



Abb. 19. Lössprofil mit Unterer Mosbacher Humuszone, Mainz-Weisenau. (Foto: Michael Weidenfeller)

zeit eine Delle in den liegenden älteren Löss eingetieft war. Das Liegende des aktuell aufgeschlossenen Profils bilden die jüngstpliozänen Älteren Weisenauer Sande und die altquartären Jüngeren Weisenauer Sande (Simmel, 1983). Die Basis des Profils bildet ein stark karbonathaltiger Löss, der kleine Karbonatkonkretionen enthält. Der tiefere Teil der Lössabfolge ist nicht aufgeschlossen. Darüber folgt ein 25 cm mächtiger, schwach entwickelter Btv-Horizont mit einem Karbonatanreicherungshorizont an der Basis (Abb. 19). Auf den Aggregatoberflächen im Btv-Horizont sind schwach ausgeprägte Toncutane sichtbar. Die Grenze zum hangenden Löss ist sehr scharf und geradlinig. Die graugelbliche Färbung des Lösses lässt auf einen geringen Anteil an organischer Substanz schließen. Der Löss geht in einen ca. 30 cm mächtigen hellgelblich braunen Löss über. Darüber folgt eine kräftig ausgebildete zweigeteilte Humuszone. Der untere Teil ist homogen dunkelbraun gefärbt. Der obere Teil der Humuszone zeigt hellbraune Fleckung in einem schwarzbraunen Horizont. Darüber schließt sich mit diffusem Übergang ein hellgraubrauner Löss an, der diskordant von einem dunkelbraunen künstlich aufgeschütteten Sediment überlagert ist.

Nicht aufgeschlossen ist der mittel- und oberweichselzeitliche Abschnitt der Lössabfolge mit den Erbenheimer Nassböden und dem Eltville Tuff (vgl. Abb. 17). Im Hangenden

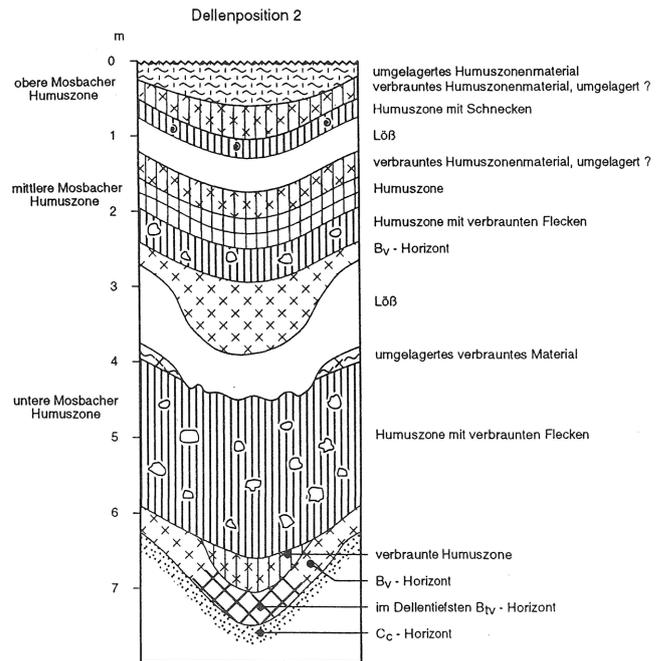


Abb. 20. Altwürmabfolge in Dellenposition, Profil Mainz-Weisenau (aus Bibus et al., 1996).

des Eltville Tuffes folgt der blassgraue, schwach humose E4-Nassboden (Simmel, 1996). Den Abschluss des Weisenauer Profils bildet ein bandkeramisches Kolluvium mit Holzkohlen und Hüttenlehm. Von dem holozänen Oberflächenboden ist nur noch vereinzelt ein Rest des Bt-Horizontes erhalten. Bereits zur bandkeramischen Zeit war stellenweise der Rohlöss durch Bodenerosion freigelegt.

Die Abfolge der fossilen Böden der letzten Kaltzeit beginnt mit den Mosbacher Humuszonen, deren Bildung jeweils von Lösssedimentation abgelöst wurde (Abb. 20). Paläontologische Belege (Fauna und Flora) sprechen dafür, dass während der Humuszonebildung ein Waldsteppenklima mit Nadelwald herrschte. Die mächtige zweigeteilte Humuszone im aktuellen Aufschluss wird entsprechend der Merkmalsausprägung als Untere Mosbacher Humuszone interpretiert. Von den aus einem benachbarten heute nicht mehr aufgeschlossenen Bereich vorliegenden Lumineszenz-Daten spricht das von Frechen und Preusser (1996) ermittelte IRSL-Alter von $94,0 \pm 9,8$ ka für diese Annahme. Nicht eindeutig ist derzeit die Interpretation und stratigraphische Zuordnung des fossilen Btv-Horizontes. Ob dieser Horizont in die letzte Warmzeit gehört, kann nicht eindeutig beantwortet werden, da von diesem Profil keine absoluten Altersdatierungen vorliegen. Da die von Bibus et al. (1996) beschriebene Schuttlage unter der Unteren Humuszone fehlt und ein mächtiger Löss zwischengeschaltet ist, könnte es sich auch um den Rest eines interglazialen Bodens handeln. Allerdings wäre in einem warmzeitlichen Boden eine stärker ausgeprägte Tonverlagerung und intensivere Konkretionsbildung zu er-

warten. Für einen interglazialen Boden spricht, dass der Horizont durch eine Diskordanz gekappt wird und eine Lösssedimentationsphase folgt. Sollte es sich um den Eem-Boden handeln, wäre der Löss im Liegenden dieses Bodens in das Riss bzw. Prä-Eem zu stellen. Allerdings fehlt diesem Löss die von Bibus et al. beschriebene intensive Pseudovergleyung (Marmorierung und Roströhren).

Daher ist es wahrscheinlich, dass es sich um den von Bibus et al. (1996) beschriebenen Btv-Bvt-Horizont an der Basis der Unteren Mosbacher Humuszone handelt. Im damaligen Profil konnte eine Lessivierung festgestellt werden. Nach den makroskopischen und mikromorphologischen Merkmalen handelte es sich jedoch um eine äußerst schwache Tondurchschlammung, die mit den Bt-Horizonten interglazialer Parabraunerden nicht verglichen werden kann (Poetsch, 1996). Analog zur Beschreibung von Bibus et al. (1996) liegt das aktuell aufgeschlossene Profil in Dellenposition, wie es für den Altwürmabschnitt im Weisenauer Profil typisch ist (Abb. 20).

Datenverfügbarkeit. Tabellen der Schwermineralanalysen befinden sich im Supplement.

Supplement. Der Anhang zu diesem Artikel ist online verfügbar unter: <https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-29-2018-supplement>.

Interessenkonflikt. Die Autoren erklären, dass kein Interessenkonflikt besteht.

Danksagung. Die Autoren möchten verschiedenen Personen und Betrieben danken, die sich im Rahmen der Exkursion engagiert und diese unterstützt haben: Herrn Krichbaum (H. Krichbaum Straßenbaumaterial) und Herrn Rudolf Bax (Klinker- und Ziegelwerk Franz Wenzel GmbH & Co. KG) sowie dem Entsorgungsbetrieb der Landeshauptstadt Wiesbaden für die Hilfe bei den Geländearbeiten. Herrn Sven Feldmann vom Entsorgungsbetrieb der Stadt Mainz sei an dieser Stelle herzlich für die Unterstützung der Feldarbeiten gedankt.

Herr Joachim Wedel (HLNUG) sei für die vielen Tipps sowie den Fotos bei den malakologischen Untersuchungen gedankt. Markus Diehl (HLNUG) und Georg Heumann (Uni Bonn) unterstützen die palynologischen Arbeiten wesentlich. Auch dafür sei herzlich gedankt.

Literatur

- Adam, K. D.: Die Gliederung des Pleistozäns in Mitteleuropa, Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, 132, 1–12, 1964.
 Backhaus, E.: Die altpleistozäne (Mosbacher) Schotterterrasse von Hainstadt, Nachrichten des naturwissenschaftlichen Museums der Stadt Aschaffenburg, 74, 105–107, 1967.

- Best, G.: Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken), Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 4, 75–183, 1975.
 Bibus, E., Bludau, W., Bross, C. und Rähle, W.: Der Altwürm- und Ribabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen, Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 20, 21–52, 1996.
 Boenigk, W.: Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen, Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, 16, 91–126, 1978.
 Bohatý, J.: Fossiler Bärenunterkiefer aus Wiesbaden, Denkmalpflege & Kulturgeschichte, 4/2016, S. 41, 2016.
 Bohatý, J.: Geowissenschaftliche Notgrabung in einer Baugrube im Wiesbadener Salzachtal, Denkmalpflege & Kulturgeschichte, 2017, 42–43, 2017.
 Bohatý, J.: Das paläontologische Bodendenkmal „Mosbach-Sande, Steinbruch Ostfeld“ (Wiesbaden) und die lithostratigraphische Neugliederung der pleistozänen Mosbach-Sande-Formation *sensu* Hoselmann, Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 139, 51–65, 2018a.
 Bohatý, J.: Die ehemaligen Dyckerhoff-Steinbrüche Wiesbadens im Mainzer Sedimentbecken – drei paläontologische Bodendenkmäler von überregionaler Relevanz, Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 139, 67–74, 2018b.
 Brüning, H.: Zur Klima-Stratigraphie der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden (Hessen), Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, 9, 204–256, 1970.
 Brüning, H.: Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden/Hessen, Rhein-Mainische Forschungen, 78, 57–81, 1974.
 Brüning, H.: Zur Untergliederung der Mosbacher Terrassenabfolge und zum klimatischen Stellenwert der Mosbacher Tierwelt im Rahmen des Cromer-Komplexes, Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, 16, 143–190, 1978.
 Ellwanger, D.: Iffezheim-Formation, in: LithoLex [Online-Datenbank], Hannover: BGR, last updated: 3 November 2010, cited: 22 March 2018, Record No. 1000014, available at: <http://www.bgr.bund.de/litholex>, 2010.
 Ellwanger, D., Gabriel, G., Simon, T., Wielandt-Schuster, U., Greiling, R. O., Hagedorn, E.-M., Hahne, J., and Heinz, J.: Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre, E&G Quaternary Sci. J., 57, 316–337, <https://doi.org/10.3285/eg.57.3-4.3>, 2008.
 Försterling, G. und Radtke, G.: Der tertiäre Lebensraum im Mainzer Becken und seine Fossilien, Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, Sonderband 2, 2. Auflage, 19–32, 2012.
 Frechen, M. und Preusser, F.: Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau, Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 20, 53–66, 1996.
 Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C., Weidenfeller, M. und Wielandt-Schuster, U.: The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe, Quatern. Int., 292, 43–58, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044>, 2013.
 Grimm, K. I. und Grimm, M. C.: Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken, in: Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens. Teil 1-1, Herausgeber: Grimm, K. I., Grimm, M. C., Neuffer, F. O. und Lutz, H., Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, Beiheft 26, 158 S., 2003.

- Grimm, K. I. und Radtke, G.: Wiesbaden-Formation, in: Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete, Herausgeber: Deutsche Stratigraphische Kommission, Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 75, 176–179, 2011.
- Grimm, K. I. und Radtke, G.: The Tertiary of the Mainz Basin. Tertiäre Sedimente – Das Mainzer Becken, Herausgeber: Röhling, H.-G., GeoFrankfurt 2014 – Dynamik des Systems Erde, Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 52, 51–58, 2014.
- Grimm, K. I., Grimm, M., Radtke, G., Kadolsky, D., Schäfer, P., Franzen, J. L., Schindler T. und Hottenrott, M.: 5.2. Mainzer Becken, in: Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete, Herausgeber: Deutsche Stratigraphische Kommission, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, 75, 133–209, 2011.
- Grimm, M. C.: Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken), Geologisches Jahrbuch Hessen, 132, 79–114, 2004.
- Grimm, M. C.: 5.2.7.6 *arvernensis*-Schotter, in: Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete, Herausgeber: Deutsche Stratigraphische Kommission, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, 75, 191–192, 2011.
- Gruner, M. und Gruner, H.: Die Gastropoden aus den Mittelpleistozänen Mosbach-Sanden von Wiesbaden-Amöneburg und aus den ehemaligen Gruben bei „Mosbach“ und Umgebung – Bestandsaufnahme und Revision, Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, 51, 91–119, 2014.
- Hilgers, A., Poetsch, A. und Semmel, A.: Jungpleistozäne und holozäne Böden und Bodenverlagerungen – ein Beispiel aus dem Taunusvorland bei Wiesbaden, Geologisches Jahrbuch Hessen, 130, 61–71, 2003.
- Hoselmann, C.: Haupt-Mosbach-Subformation, in: LithoLex [Online-database], Hannover: BGR, last updated: 7 July 2009, cited: 10 April 2018, Record No. 1000001, available at: <http://www.bgr.bund.de/litholex>, 2007a.
- Hoselmann, C.: Untermain-Hauptterrassen-Formation, in: LithoLex [Online-Datenbank], Hannover: BGR, last updated: 7 July 2009, cited: 22 March 2018, Record No. 1000003, available at: <http://www.bgr.bund.de/litholex>, 2007b.
- Hoselmann, C.: The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany), E&G Quaternary Sci. J., 57, 286–314, <https://doi.org/10.3285/eg.57.3-4.2>, 2008a.
- Hoselmann, C.: Untermain-Mittelterrassen-Formation, in: LithoLex [Online-Datenbank], Hannover: BGR, last updated: 25 November 2008, cited: 22 March 2018, Record No. 1000006, available at: <http://www.bgr.bund.de/litholex>, 2008b.
- Hoselmann, C.: Untermain-Niederterrassen-Formation, in: LithoLex [Online-Datenbank], Hannover: BGR, last updated: 25 November 2008, cited: 22 March 2018, Record No. 1000003, available at: <http://www.bgr.bund.de/litholex>, 2008c.
- Hoselmann, C.: Viernheim-Formation, in: LithoLex [Online-Datenbank], Hannover: BGR, last updated: 3 November 2010, cited: 10 April 2018, Record No. 1000013, available at: <http://www.bgr.bund.de/litholex>, 2010.
- Hoselmann, C.: 4.2 Quartär, in: Geologie von Hessen, Herausgeber: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Stuttgart (Schweizerbart), im Druck, 2018.
- Hoselmann, C. und Lehné, R.: Die quartärgeologische Entwicklung und ein geologisches 3D-Modell des nördlichen Oberrheingrabens, Geologisches Jahrbuch Hessen, 138, 57–73, 2014.
- Hüglin, S.: Medieval Mortar Mixers Revisited. Basle and Beyond, Zeitschrift für Archäologie des Mittelalters, 39, 189–212, 2011.
- Kadolsky, D. und Schäfer, P.: Hochheim-Formation, in: Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete, Herausgeber: Deutsche Stratigraphische Kommission, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, 75, 161–167, 2011a.
- Kadolsky, D. und Schäfer, P.: Oppenheim-Formation, in: Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete, Herausgeber: Deutsche Stratigraphische Kommission, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, 75, 168–172, 2011b.
- Kadolsky, D. und Schäfer, P.: Oberrad-Formation, in: Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete, Herausgeber: Deutsche Stratigraphische Kommission, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, 75, 172–174, 2011c.
- Kadolsky, D. und Schäfer, P.: Rüssingen-Formation, in: Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete, Herausgeber: Deutsche Stratigraphische Kommission, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, 75, 174–176, 2011d.
- Keller, T.: Halt 1: Wiesbaden, Mosbach-Sande, in: Geotope in Hessen, Herausgeber: Dersch-Hansmann, M., Ehrenberg, K.-H., Heggemann, H., Hottenrott, M., Kaufmann, E., Keller, T., Königshof, P., Kött, A., Nesbor, H.-D., Theuerjahr, A.-K. und Vorderbrügge, T., Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 8, 75–77, 1999.
- Keller, T.: Zur Verlässlichkeit faunistischer Untersuchungen in den mitteleiszeitlichen Mosbach-Sanden bei Wiesbaden, hessenARCHÄOLOGIE, 2001, 17–20, 2002.
- Keller, T.: Altpleistozäne Dolinenfüllungen am östlichen Stadtrand von Wiesbaden, Beobachtungen 1994–2007, Jahrbuch des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 128, 149–191, 2007.
- Keller, T.: Neuere Funde und Bergungen des Rothirschs (*Cervus elaphus acoronatus* Beninde 1937 und *Cervus elaphus* ssp.) in den mitteleiszeitlichen Mosbach-Sanden von Wiesbaden, Jahrbuch des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 137, 97–108, 2013.
- Keller, T. und Radtke, G.: Quartäre (Mosbach-Sande) und kalkteriäre Ablagerungen im NE Mainzer Becken, Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge, 89, 307–333, 2007.
- Krause, C.: Der Grenzbereich Corbicula-/Hydrobienschichten speziell im Tertiärprofil Wiesbaden-Amöneburg (Hessen), Geologische Abhandlungen Hessen, 93, 23–65, 1991.
- Kroemer, D. und Weber, G.: Neue Grabungen auf dem „Zellhügel“ bei Mainhausen-Zellhausen, Hessen-Archäologie, 2016, 152–155, 2017.
- Kroemer, D., Stenger, L. und Weber, G.: Eine Leiche am karolingischen Keller. Fortsetzung der Grabungen in der mittelalterlichen Befestigung Zellkirche bei Mainhausen-Zellhausen, Kreis Offenbach, Hessen-Archäologie, 2010, 121–125, 2011.

- Lang, G.: Quartäre Vegetationsgeschichte Europas: Methoden und Ergebnisse, 462 S., Jena (Fischer), 1994.
- Lang, S.: Die geologische Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke (Hessen, Bayern), Dissertation an der Technischen Universität Darmstadt, 97 S., online aufrufbar: <http://elib.tu-darmstadt.de/diss/000782/>, (letzter Zugriff: 19 Juli 2018), 2007.
- Lang, S. und Seidenschwann, G.: Die pliozäne Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke, des Kinziggebietes und des Vorpessarts, Jahresberichte der Wetterauischen Gesellschaft für die gesamte Naturkunde, 162, 79–132, 2012.
- Ložek, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei, Rozpravy Ústředního ústavu geologického, 31, 1–374, 1964.
- Martini, E.: Sciaeniden (Pisces) aus dem Basisbereich der Hydrobien-Schichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän), Senckenbergiana lethaea, 62, 93–123, 1981.
- Martini, E.: Nannoplankton-Massenvorkommen in den *Corbicula* (= Schichten mit *Hydrobia inflata*) und Hydrobienschichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän), Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 110, 205–227, 1988.
- Maul, L., Rekovets, L. I., Heinrich, W.-D., Keller, T. und Storch, G.: *Arvicola mosbachensis* (Schmidtgen 1911) of Mosbach 2: a basic sample for the early evolution of the genus and a reference for further biostratigraphical studies, Senckenbergiana lethaea, 80, 129–147, 2000.
- Meyer, H. v.: Mittheilung, an Professor Bronn gerichtet (28. März 1842), Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde, 1843, 579–590, 1843.
- Murray, A. S. und Wintle, A. G.: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, Radiat. Meas., 32, 57–73, 2000.
- Murray, A. S. und Wintle, A. G.: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability, Radiat. Meas., 37, 377–381, 2003.
- Nahrgang, K.: Der Zellhügel am Zellerbruch, Stadt und Kreis Offenbach am Main, Studien und Forschungen, 3, 65–72, 1957.
- Poetsch, T.: Dünnschliffuntersuchungen an den Mosbacher Humuszonen im Steinbruch Mainz-Weisenau, Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 20, 67–70, 1996.
- Radtke, G.: Standardprofil der tertiären Abfolge, in: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5817 Frankfurt a.M. West, Beiblatt 2, Wiesbaden, 2007.
- Reichenau, W. v.: Über eine neue fossile Bären-Art *Ursus deningeri* Mihi aus den fluviatilen Sanden von Mosbach, Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 57, 1–11, 1904.
- Reichenbacher, B.: Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paläoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie, Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 222, S. 143, 2000.
- Reichenbacher, B. und Keller, T.: Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 2: Wiesbaden-Formation [= Untere Hydrobien-Schichten], Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 31, 99–122, 2002.
- Römer, A.: Verzeichnis der im Diluvialsande von Mosbach vorkommenden Wirbelthiere, Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 48, 185–199, 1895.
- Römer, A.: Nachtrag zu dem im vorigen Band der Jahrbücher erschienenen Verzeichnisse fossiler Wirbelthiere von Mosbach, Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 49, S. 232, 1896.
- Rothausen, K. und Sonne, V.: Mainzer Becken, Sammlung geologischer Führer, 79, 203 S., Stuttgart (Borntraeger), 1984.
- Schäfer, P.: Zur Feinstratigraphie, Mikropaläontologie und Paläoökologie der Corbicula-Schichten in Rheinhessen (Untermiozän, Mainzer Becken), Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 13, 117–156, 1984.
- Schäfer, P.: Mainzer Becken. Stratigraphie – Paläontologie – Exkursionen, Sammlung geologischer Führer, 79, 2. Aufl., 333 S., Stuttgart, Borntraeger, 2012.
- Schäfer, P. und Kadolsky, D.: Sedimentationsgeschichte der Oppenheim-Formation im Mainzer Becken und angrenzenden tertiären Senkungsgebieten, 1. Ablagerungsbedingungen, Verbreitung, Fossilinhalt, Untergliederung, Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 43, 209–240, 2015.
- Scheer, H. D.: Die pleistozänen Flußterrassen der östlichen Mainebene, Geologisches Jahrbuch Hessen, 104, 61–86, 1976.
- Schönhals, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau, Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, 6, 244–259, 1950.
- Schönhals, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet, E&G Quaternary Sci. J., 1, 109–130, <http://doi.org/10.3285/eg.01.1.12>, 1951.
- Schönhals, E., Rohdenburg, H., and Semmel, A.: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen, E&G Quaternary Sci. J., 15, 199–206, <http://doi.org/10.3285/eg.15.1.15>, 1964.
- Schröder, H.: Revision der Mosbacher Säugethierfauna, Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 51, 211–230, 1898.
- Schwarz, J.: Charophyten aus den Süßwasserschichten und dem Kalktertiär im Mainzer Becken (Oberoligozän – Untermiozän), Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 110, 307–309, 1988.
- Semmel, A.: Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken), Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, 91, 359–365, 1963.
- Semmel, A.: Beobachtungen zur Gliederung pleistozäner Sedimente im Raum Flörsheim-Kräftel-Kelsterbach, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 116, 985–986, 1964.
- Semmel, A.: Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich, Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, 6, 74–79, 1969.
- Semmel, A.: Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet, Rhein-Mainische Forschungen, 78, 9–56, 1974.
- Semmel, A.: Die plio- pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau, Geologisches Jahrbuch Hessen, 111, 219–233, 1983.
- Semmel, A.: Die quartären Deckschichten im Dyckerhoff-Steinbruch am Kinzenberg westlich Wiesbaden-Erbenheim, Geologisches Jahrbuch Hessen, 123, 133–137, 1995.
- Semmel, A.: Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau – Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse, Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 20, 11–20, 1996.
- Semmel, A.: Die pleistozänen Terrassen des Mains in der Isenburger Pforte südlich Frankfurt am Main, Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 25, 237–255, 1999a.

- Semmel, A.: 4.4 Quartär, in: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5918 Neu-Isenburg, 48–72, Wiesbaden, 1999b.
- Semmel, A.: Loess section of Mainz-Weisenau, Mainz Basin, in: Loess in the Middle and Upper Rhine Area, Herausgeber: Weidenfeller, M. und Zöller, L., Field Guide Loessfest, 99, 60–72, Mainz, 1999c.
- Semmel, A.: Vom oligozänen Laterit zur altholozänen Schwarzerde – Paläoböden an Rhein und Main, Exkursionsführer zur 24. Jahrestagung des Arbeitskreises für Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 51 S., Selbstverlag (Hofheim), online aufrufbar: https://www.uni-frankfurt.de/45218436/Semmel_2005_Exk-FuehrerPalaeoboedenRheinM.pdf (letzter Zugriff: 19 Juli 2018), 2005.
- Semmel, A.: Dolinenfüllungen im Mainzer Becken, Geologisches Jahrbuch Hessen, 130, 49–60, 2002.
- Semmel, A.: Die Erde im Frankfurter Stadtwald, Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 29, 71 S., 2006.
- STD 2016 (Deutsche Stratigraphische Kommission, Herausgeber; Redaktion, Koordination und Gestaltung: Menning, M. und Hendrich, A.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016, Potsdam (GeoForschungsZentrum), 2016.
- Thiemeyer, H.: Die Schwermineralführung des Würmlößprofils Mainz-Weisenau, Geologisches Jahrbuch Hessen, 121, 181–186, 1993.
- von Koenigswald, W. und Tobien, H.: Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden, Geologische Jahrbücher Hessen, 115, 227–237, 1987.
- Weber, G., Nothwang, U., Rehbach, N.-J. und Lutz, A.: Ein Gräberfeld am Friedhof – neu entdeckte Bestattungen auf dem „Zellhügel“, Hessen-Archäologie, 2014, 133–137, 2015.
- Wilde, V., Kaiser, T. und Keller T.: Erste Funde von Blättern aus dem Bereich der mittelpleistozänen Mosbach-Sande von Wiesbaden-Biebrich (Hessen), Geologisches Jahrbuch Hessen, 132, 131–138, 2005.
- Zens, J., Zeeden, C., Römer, W., Fuchs, M., Klasen, N. und Lehmkuhl, F.: The Eltville Tephra (Western Europe) age revised: Integrating stratigraphic and dating information from different Last Glacial loess localities, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 466, 240–251, 2017.