DEUQUA EXCURSIONS

issn 2625-8129
An open-access journal by the German Quaternary Association
Editor-in-chief: Christopher Lüthgens



DEUQUA Special Publications

QUATERNARY AND TERTIARY LANDSCAPES AND THEIR SEDIMENTS IN HESSE, GERMANY
A guidebook to selected fieldtrips on geology, geomorphology and geoarchaeology

Guest editor: Markus Fuchs







CENTRAL EUROPEAN CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY AND QUATERNARY SCIENCES
GIESSEN SEPTEMBER 2018

Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie

Copernicus Publications
The Innovative Open Access Publisher

DEUQUA Special Publications

An open-access journal of the German Quaternary Association

Die Deutsche Quartärvereinigung (DEUQUA) e.V. ist ein Zusammenschluss deutschsprachiger Quartärwissenschaftler. Der Verein hat zum Ziel die Quartärwissenschaft zu fördern, sie in der Öffentlichkeit zu vertreten, den Kontakt zu angewandter Wissenschaft zu intensivieren sowie öffentliche und politische Gremien in quartärwissenschaftlichen Fragestellungen zu beraten. Desweiteren hat der Verein sich zur Aufgabe gemacht, die Kontaktpflege der Quartärforscher untereinander und zu verwandten Organisationen im In- und Ausland zu betreiben.

The German Quaternary Association (Deutsche Quartärvereinigung, DEUQUA e.V.) is the official union of German-speaking Quaternary scientists. The aim of the association is to support Quaternary science, to present it to the public, to intensify contacts to the applied sciences, and to provide advice to public and political authorities on issues related to Quaternary science. Furthermore, the association supports networking among Quaternary scientists and neighbouring disciplines at home and abroad.

Copernicus Publications
The Innovative Open Access Publisher

Copernicus Publications
Bahnhofsallee 1e
37081 Göttingen
Germany

Phone: +49 551 90 03 39 0
Fax: +49 551 90 03 39 70

publications@copernicus.org
http://publications.copernicus.org

Printed in Germany.
Schaltungsdienst Lange o.H.G.

ISSN 2625-8129

Published by Copernicus GmbH (Copernicus Publications) on behalf of the German Quaternary Association (DEUQUA).

All DEUQUASP articles have been distributed under the Creative Commons Attribution 4.0 International License.

Image credits:
Exkursion zur DEUQUA-Tagung, Tonabbau in der Niederrheinischen Bucht, Reuver Ton (Pliozän) mit diskordant aufliegender HT2 (Abschnitt der jüngere Hauptterrasse), Christian Hoselmann, 2004, all rights reserved
Podzol in the Wendland area (Lower Saxony, Germany), 2003: Christopher Lüthgens
The Malta valley, a glacially U-shaped valley, Malta area, Austria in 2015: Christopher Lüthgens
The Aletsch Glacier, largest glacier of the Alps, view from Moosfluh in 2011: Christopher Lüthgens

DEUQUA Spec. Pub., 1, 1–2, 2018
https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-1-2018
© Author(s) 2018. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Open Access DEUQUA Special Publications

Preface: Quaternary and Tertiary landscapes and their sediments in Hesse, Germany – a guidebook to selected field trips on geology, geomorphology and geoarchaeology

Markus Fuchs

Department of Geography, Justus Liebig University Giessen, Senckenbergstr. 1, 35390 Giessen, Germany

Correspondence: Markus Fuchs (markus.fuchs@geogr.uni-giessen.de)

Relevant dates: Published: 20 August 2018

How to cite: Fuchs, M.: Preface: Quaternary and Tertiary landscapes and their sediments in Hesse, Germany – a guidebook to selected field trips on geology, geomorphology and geoarchaeology, DEUQUA Spec. Pub., 1, 1–2, https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-1-2018, 2018.

This guidebook compiles the field trips offered for the first Central European Conference on Geomorphology and Quaternary Sciences, to be held in Giessen, Germany, from 23 to 27 September 2018. The conference was organized for the first time as a joint meeting of the German Association on Geomorphology (AKG, Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie) and the German Quaternary Association (DEUQUA, Deutsche Quartärvereinigung), following the motto "Geomorphology and quaternary sciences: connecting disciplines".

Giessen and its wider surroundings are located in Hesse and offer a great diversity of landscapes. The lithology comprises rocks from the Palaeozoic to the Quaternary, including the Miocene Vogelsberg massif as the largest volcanic complex in central Europe. The rivers Lahn, Main and Rhine dominate the fluvial system of Hesse, and their Quaternary history is visible in a large variety of sediments and landforms. Soils of the region represent an alternating climate history of the region, reaching back to the Tertiary, and thick loess deposits in the Wetterau region allowed the development of fertile soils, used by farmers in the Neolithic.

The aforementioned geo-tidbits demonstrate what is offered by one pre-conference and three post-conference day field trips, which provide a geological, geomorphological and geoarchaeological overview of the area, with a focus on the Quaternary. I wish to thank all authors for their contributions to this guidebook. Stefanie Menges is thanked for her editing work and Lisette Diehl for providing some of the figures. Finally, I would like to express my gratitude to the German Research Foundation (DFG) and the Hessian Agency for Nature Conservation, Environment and Geology (HLNUG), who provided financial support for this publication.

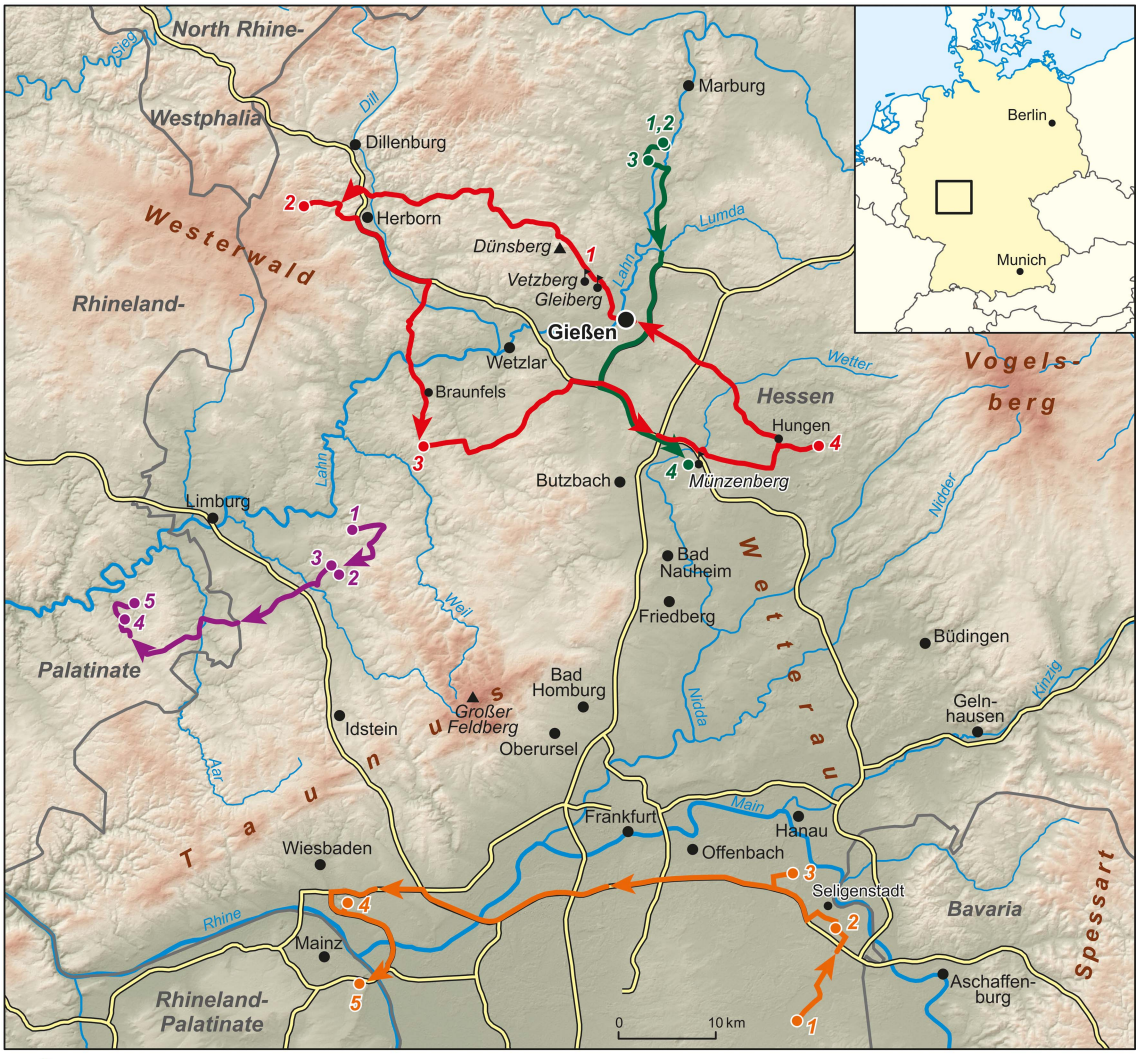


Figure 1. Field trips and their routes offered for the Central European Conference on Geomorphology and Quaternary Sciences, Giessen, Germany.

DEUQUA Spec. Pub., 1, 3–13, 2018
https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-3-2018
© Author(s) 2018. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Open Access DEUQUA Special Publications

Field Trip A (23 September 2018): geology and geomorphology of Giessen and its surrounding areas

Frank Volker and Stefanie Menges

Institut für Geographie, Justus-Liebig-Universität Gießen, 35390 Gießen, Senckenbergstraße 1, Germany

Correspondence: Frank Volker (frank.volker@geogr.uni-giessen.de)

Relevant dates: Published: 20 August 2018

How to cite: Volker, F., and Menges, S.: Field Trip A (23 September 2018): geology and geomorphology of Giessen and its surrounding areas, DEUQUA Spec. Pub., 1, 3–13, https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-3-2018, 2018.

Abstract: This field trip is intended to present an introduction to the geological and geomorphological evolution of Giessen and its surrounding areas (Fig. 1). The conference location of Giessen is located at the intersection of three major geological and morphological units: the Rheinisches Schiefergebirge (Rhenish Massif) to the west, the Hessische Senke (Hessian Depression) to the north and south and the Vogelsberg volcanic field to the east (Fig. 2).

The rocks of the Rheinisches Schiefergebirge (Rhenish Massif) were formed during Paleozoic times, in the context of the Variscan orogeny. Dominant rock types include graywacke, slate, quartzite, and limestone, as well as mafic and felsic volcanics and their related pyroclastics. The area north and south of Giessen is dominated by the Hessische Senke (Hessian Depression), a north–south-trending subsidence area with several individual deposit segments. Due to Cenozoic tectonic activity, the Hessian Depression can be regarded as a connecting segment between the prominent Upper Rhine Graben and the smaller graben structures of northern Germany, and this is also documented by less consolidated Tertiary and Quaternary sediments. Long-lasting subsidence of the Hessian Depression, however, is indicated by the presence of Permian and Mesozoic sedimentary rocks. Rotliegend rocks are present towards the southwest rim of the Vogelsberg volcanic field and the Hanau-Seligenstädter Senke. Minor occurrences of Zechstein rocks are exposed along the Lahn valley between Giessen and Marburg. Mesozoic strata are dominated by Buntsandstein and are widespread in the Marburg area, with Muschelkalk and Keuper rocks being restricted to small erosional remnants in tectonic graben structures. The area to the east of Giessen is dominated by the Miocene Vogelsberg volcanic field, where an estimated area of 2500 km^2 is covered by volcanic rocks of varying thickness, the Vogelsberg thus being the largest volcanic field of central Europe. The field trip provides an introduction to the geology, earth history and geomorphological characteristics of Giessen and its surrounding areas. We will therefore encounter rocks that formed in distinct geodynamic environments and within a timespan of roughly 400 Ma (Devonian to present).

Kurzfassung: Die Exkursion bietet mit ihrem Routenverlauf und den ausgewählten Aufschlüssen eine Einführung in die vielgestaltige geologische und geomorphologische Entwicklungsgeschichte des Tagungsortes Gießen und seiner näheren Umgebung. Die Stadt Gießen liegt am Schnittpunkt dreier bedeutender geologischer und geomorphologischer Einheiten: im Westen das jungkänozoisch gehobene Rheinische

Schiefergebirge, im Osten das ausgedehnte miozäne Vulkanfeld des Vogelsberges und dazwischen die N-S verlaufende Hessische Senke mit ihren mesozoischen und känozoischen Sedimentfüllungen.

Die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges wurden im Paläozoikum gebildet und ihre Entstehung steht im engen Zusammenhang mit der Variszischen Orogenese. Die dominierenden Gesteinsarten umfassen, je nach Ablagerungsraum und plattentektonischer Position, Grauwacken, Tonschiefer, Quarzite, biogene Kalksteine sowie mafische und felsische Vulkanite mit ihren korrelaten Pyroklastika. Die heutige morphologische Ausgestaltung des Rheinischen Schiefergebirges ist zu einem großen Teil auf die quartärzeitliche Hebung zurückzuführen. Die Gebiete nördlich und südlich von Gießen werden von der Hessischen Senke dominiert, einem N-S verlaufenden Subsidenzgebiet mit mehreren individuellen Ablagerungsräumen. Der lang anhaltende Subsidenzcharakter wird belegt durch die Anwesenheit permischer und mesozoischer Sedimente. Gesteine des Rotliegend finden sich vereinzelt am SW-Rand des Vogelsbergs und in der Hanau-Seligenstädter Senke. Relikte von Zechstein-zeitlichen Gesteinen sind vereinzelt an den Lahnhängen zwischen Marburg und Gießen aufgeschlossen. Bei den mesozoischen Gesteinen dominieren die klastischen Abfolgen des Buntsandstein, die große Gebiete im Raum Marburg in charakteristischer Weise prägen. Im Känozoikum kam es dann zur Ausbildung des Europäischen Grabensystems, das vom Rhonegraben bis weit in die Nordsee reicht. In Mittelhessen führte dies zu einer Wiederauflebung der Subsidenz-Tektonik und zur Anlage mehrerer individueller Ablagerungsräume mit gering verfestigten tertiären und quartären Sedimenten. Die Hessische Senke kann somit als Bindeglied zwischen dem großen Oberrheingraben im Süden und den kleineren Grabenstrukturen im nördlichen Deutschland angesehen werden. Das Gebiet östlich von Gießen wird durch die miozänen Vulkanite des Vogelsbergs eindrucksvoll dominiert. Trotz intensiver Erosion im Neogen und Quartär bedecken die Vulkanite heute noch eine Fläche von etwa 2500 km^2 und machen damit den Vogelsberg zum größten zusammenhängenden Vulkanfeld Mitteleuropas. Die Exkursion vermittelt somit einen Einblick in den vielgestaltigen Aufbau und die geomorphologischen Charakteristika des Tagungsortes Gießen und seiner näheren Umgebung. Im Verlauf der Exkursion werden Gesteine angetroffen, die in ganz unterschiedlichen geodynamischen Situationen entstanden sind und einen erdgeschichtlichen Zeitraum von etwa 400 Ma (Devon bis Rezent) umfassen.

1 The Rheinische Schiefergebirge (Rhenish Massif) to the west of Giessen

Rocks of the present-day Rhenish Massif (RM) were formed from Silurian times up to the upper Carboniferous/early Permian, in close connection with the Variscan orogeny. Plate tectonic processes related to this major orogenic event included opening and closing of oceanic basins, terrane accretion, volcanism, sedimentation, orogenic folding and metamorphism as well as nappe formation. Major players included the Old Red Continent in the north, the Avalonia terrane, the Rhenohercynian and Rheic oceans and Gondwana further south (Fig. 3).

These processes led to a large number of sedimentary, magmatic and metamorphic rocks, each representing their depositional, facies and/or geodynamic characteristics and thus providing valuable information for the reconstruction of these geological processes in space and time. Not surprisingly, (para-)autochthonous and allochthonous units are found in close contact with each other. In addition to varying degrees of alteration and post-orogenic displacements, this may well explain the difficulties in reconstructing the Paleozoic geodynamic processes as well as some of the fierce discussions in the recent scientific literature (Eckelmann et al., 2014; Dörr and Zulauf, 2012; Franke, 2012) and references therein). At the end of the Variscan orogenic processes, the RM suffered massive erosion of elevated regions and coeval filling of basin structures, resulting in a widespread peneplain during Permian times.

During the Mesozoic, most parts of the RM were situated above sea level and acted as source regions for clastic sediments in adjacent basins. It is worth mentioning that the region of the RM west of Giessen lacks Mesozoic cover.

Intensive chemical weathering during early Tertiary times is documented by thick clay-rich saprolite layers, locally capped/covered by intraplate volcanics (Eifel, Siebengebirge, Westerwald). These kaolinite-rich soils and saprolites, with locally preserved thicknesses of more than 150 m, reflect the humid tropical climate conditions during their time of formation. Climate conditions subsequently changed towards semi-arid characteristics, resulting in areal denudation of unprotected land surfaces.

During the Quaternary, the RM was severely affected by periglacial processes as well as intense uplift (Fig. 4), with an accumulated maximum uplift of more than 250 m during the last 800 000 years in the uplift center (Eifel area). These led to the present-day morphologic characteristics of the RM,

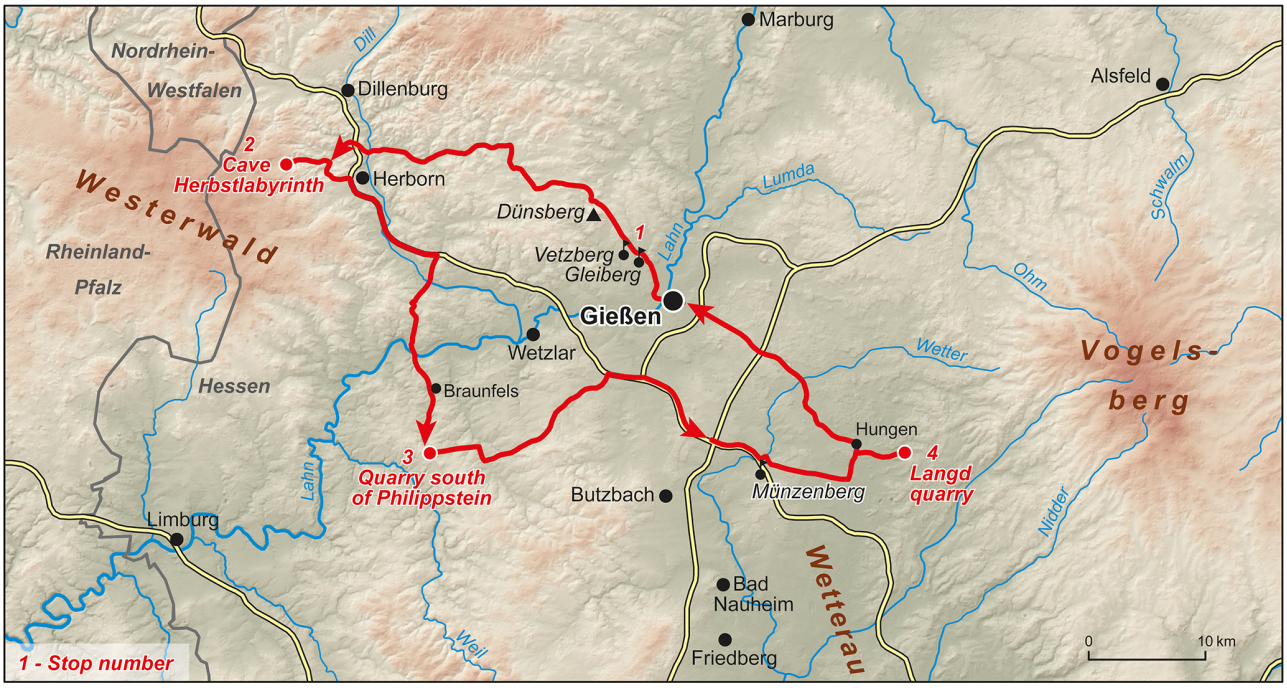


Figure 1. Topographic map with excursion route and major locations. Stop 1: Gleiberg and Vetzberg volcanoes, Stop 2: Herbstlabyrinth limestone cave, Stop 3: quarry south of Philippstein, Stop 4: abandoned quarry east of Langd.

i.e., a large uplifted block with plateau-like regions, maximum heights of around 900 m and deeply incised river valleys (e.g., Middle Rhine, lower Mosel and lower Lahn rivers).

Thus, morphologic processes during the Cenozoic are dominated by the following:

1. a phase of intense weathering and denudation during humid tropical and semi-arid climate conditions with peneplain formation

2. a phase of pronounced uplift and linear erosion during the Quaternary.

2 Stop 1: Gleiberg – Tertiary volcanism and overview

The old castle of Gleiberg (12th century) was built on a small hill (308 m a.s.l. and 70–80 m above the surrounding area). The hill is made up of Miocene columnar basaltic rocks that penetrate graywacke of lower Carboniferous age that are part of the Giessen nappe (Fig. 5).

Depending on weather conditions, this location and especially the castle keep offers a nice outlook and a panoramic view.

Towards the southeast, we look into the small depression of the Giessener Becken, with the foothills of the Vogelsberg in the distance.

To the east, we see the valley of the Lahn river, the corresponding main terrace and a prominent basalt hill (Lollarer Kopf). In the far distance, though morphologically not very prominent, the forested slopes of the main Vogelsberg can be seen.

To the northeast, the Miocene basalt hill of Amöneburg and the Lahnberge of Marburg (early Mesozoic sandstone ridge) are visible.

To the north, behind the village of Krofdorf, there is a large forest area on comparatively infertile graywacke.

To the west, the plateau of Königsberg-Hohensolms, consisting of lower Carboniferous basaltic rocks that are locally known as “Diabas”, can be seen.

To the northwest, a short distance from the prominent Dünsberg (498 m a.s.l.) is visible, a monadnock dominated by allochthonous lower Carboniferous lydite. In the foreground, Vetzberg and Köppel (Fig. 6), both volcanic edifices similar to Gleiberg (Weyl and Stibane, 1980) can be seen. It is worth noting that Gleiberg, Köppel and Vetzberg are aligned along a north–west-running fault line. Based on detailed geochemical and radiometric age studies by Turk et al. (1984), the location of Gleiberg, together with nearby Vetzberg and the small edifice of Köppel, comprise the westernmost eruption centers of the Vogelsberg volcanic field (VB). Columnar jointing is well developed at Vetzberg castle (Fig. 7).

Along the road from Gleiberg to Breitscheid (Stop 2), paleozoic rocks (dominantly graywacke, slate, diabase, limestone and also lydite) are exposed in numerous small quarries and roadside outcrops. Occasionally, a transformation of the

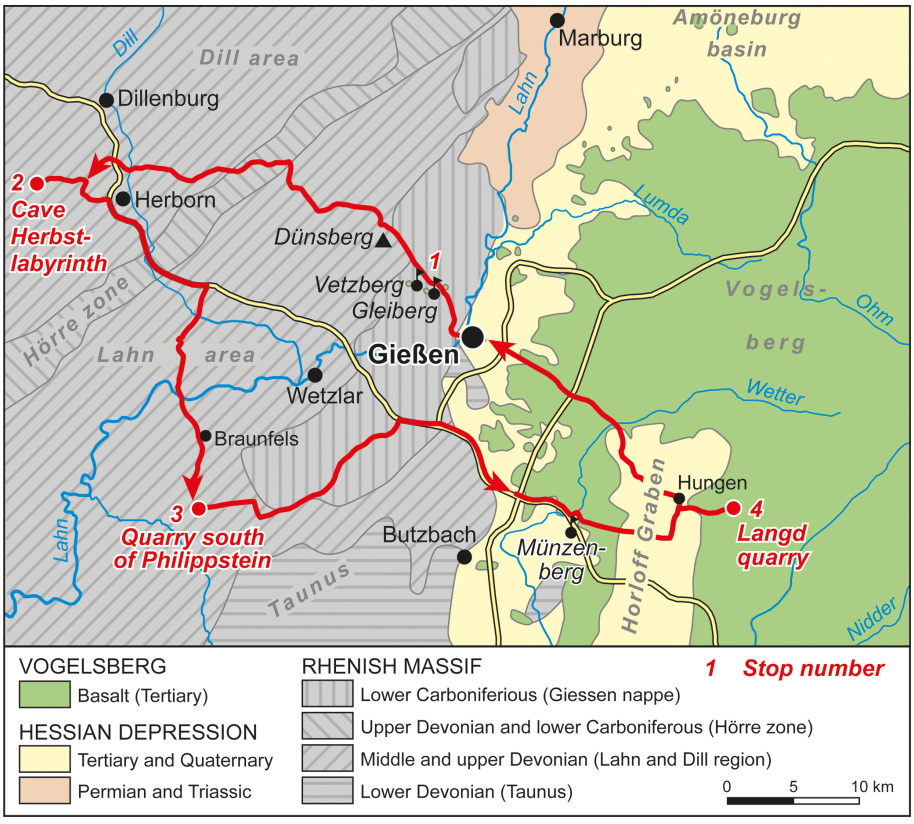


Figure 2. Simplified geological sketch map of Giessen and surrounding areas (modified from Weyl and Stibane, 1980). Stop numbers as in Fig. 1. Four principal units can be distinguished: (1) Paleozoic rocks of the Rhenish Massif, (2) Permian to Triassic sedimentary rocks, confirming long-lasting subsidence of the Hessian Depression, (3) less consolidated Tertiary and Quaternary sediments in north–south-running subsidence segments (Amöneburger Becken, Horloff-Graben), thus connecting the prominent Upper Rhine Graben with the smaller graben structures of northern Germany and (4) Miocene Vogelsberg volcanic rocks, with numerous erosional remnants of various sizes along the present-day rim of the volcanic field.

silicate rocks into clay minerals is clearly visible. The formation of these clay minerals (kaolinite, illite) is attributed to intense chemical weathering during lower Tertiary and Miocene times (Felix-Henningsen, 1994). In adjacent areas of the Westerwald volcanic field, these clay-rich lithologies were covered by upper Tertiary volcanic rocks, resulting in an effective protection blanket against further weathering and especially erosion. Therefore, these clay deposits were to become the primary commodity for the famous ceramic industry in the Westerwald area, known as the "Kannenbäckerland".

3 Stop 2: Breitscheid – Devonian limestone and recent karst

3.1 Mid-Devonian limestone

Large limestone areas within the Rhenish Massif are genetically related to reef-building organisms, which include stromatoporoids, brachiopods, crinoids, bryozoa, echinoderms and others. Distribution of Devonian limestone within the Rhenish Massif clearly reflects two different paleomorphologic situations: shallow waters close to the northern shoreline, and submarine swells within the deeper parts of the ocean, created by volcanic edifices (Figs. 8, 9). Reef growth was further supported by the low-latitude position of the area during Devonian times (Fig. 3).

Volcanic activity, especially pronounced towards the end of the Mid-Devonian, created volcanic swells of different sizes, which occasionally reached the water surface, thus creating small ocean islands and related atoll-like structures.

During the subsequent upper Devonian, most reef-building organisms died, in relation to the Kellwasser event, a period of worldwide mass extinction.

Ancient karst phenomena in this limestone indicate uplift events some time after the end of the reef-building phases, and examination of sedimentary input in karst cavities revealed both upper Devonian and lower Carboniferous ages (Flick, 2010).

Recent carbonate solution and calcite precipitation is indicated by several characteristic features, including ponors, dolines and speleothems in limestone caves.

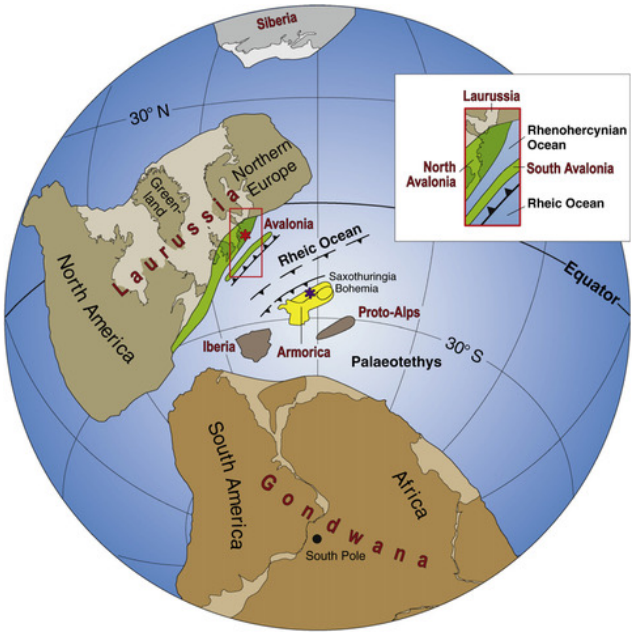


Figure 3. Plate tectonic reconstruction for the Late Devonian to early Carboniferous (Eckelmann et al., 2014). Red star: position of the autochthonous Rhenish Massif. Blue star: source area of the nappe units in the southeast of the Rhenish Massif.

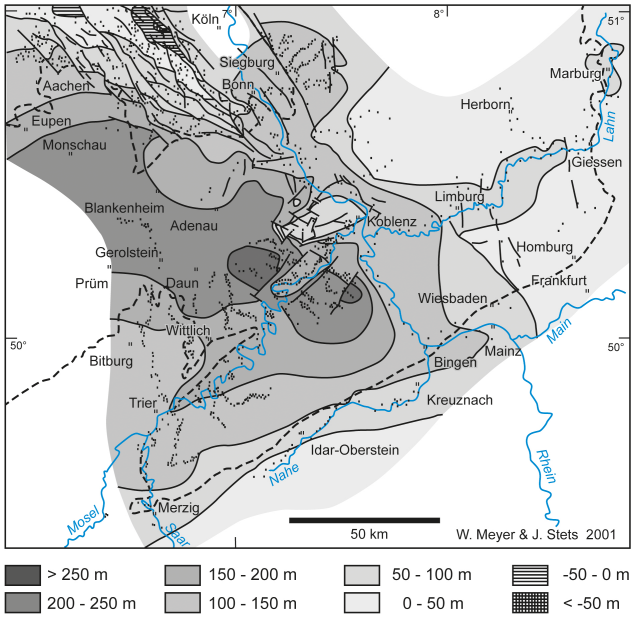


Figure 4. Sketch map showing the uplift of the Rhenish Massif during the last 800 000 years (from Meyer and Stets, 2002). Small dots: observation points along rivers. Dashed line: the outer rim of the Rhenish Massif.

3.2 The limestone caves Herbstlabyrinth and Adventhöhle

Both limestone caves are situated between the villages of Breitscheid and Erdbach, within the eastern part of the Rhenish Massif, about 40 km northwest of Giessen. The cave system as it is currently known has a total length of more than 11 km, documented by intensive speleological studies during the last decade (Dorsten et al., 2016). It is by far the largest cave system in Hesse.

This segment of the Rhenish Massif is characterized by two belts of the Mid-Devonian massive limestone occurrences, both showing an alignment of southwest–northeast, as shown in Fig. 9. In the northern belt, the former reefs reflect shallow water conditions on the shelf segment of the Old Red Continent. In the region of the Lahn-Dill synclines, submarine volcanoes formed shallow ridges and shoals that allowed atoll-like reefs to grow surrounded by deep-water conditions (Flick, 2010). The Herbstlabyrinth and Adventhöhle cave system is located in the Dill syncline (Fig. 8).

The landscape between Breitscheid and Erdbach shows characteristic features of limestone karst areas, e.g., dolines, sinkholes, karst springs and dry valleys. The limestone has been quarried for several decades, and it was on 11 December 1993 in the limestone quarry Medenbach (Holcim GmbH) that members of the local Speläologische Arbeitsgemeinschaft Hessen (SAH) discovered the entrance to a cave that was named “Advent cave”. In the following year, and close to the Advent cave, the access to another cave system was discovered by SAH, which was to become the Herbstlabyrinth. Recent speleological studies focus on the exploration and survey of newly discovered cave segments (currently known extension ca. 11.5 km; Dorsten, 2017). These field studies are accompanied by detailed work on the age determination of dripstone with the Th–U technique (Mischel et al., 2017), the correlation of cave-forming processes with neotectonic events and dated river terraces and geochemical and stabile isotope studies on drip water and cryogenic calcite. For details of these ongoing studies see Mischel et al. (2017).

Since 2009, parts of the cave have been open to the public, within the framework of guided tours (Fig. 10).

4 Stop 3: quarry south of Philippstein

The quarry is located about 1 km south of the village of Philippstein. Exposed rocks are mafic volcanics of Givetium/Adorfium age (Middle to Early Upper Devonian; Deutsche Stratigraphische Gesellschaft, 2016) as well as red iron ore deposits (Fig. 11). At the eastern wall of the quarry, several galleries of the abandoned mine “Maria” have been cut off by quarry activities. All rock units were deformed during the Variscan orogeny.

In the lower parts of the quarry, columnar jointing is clearly visible. These flow units were then covered by vol-

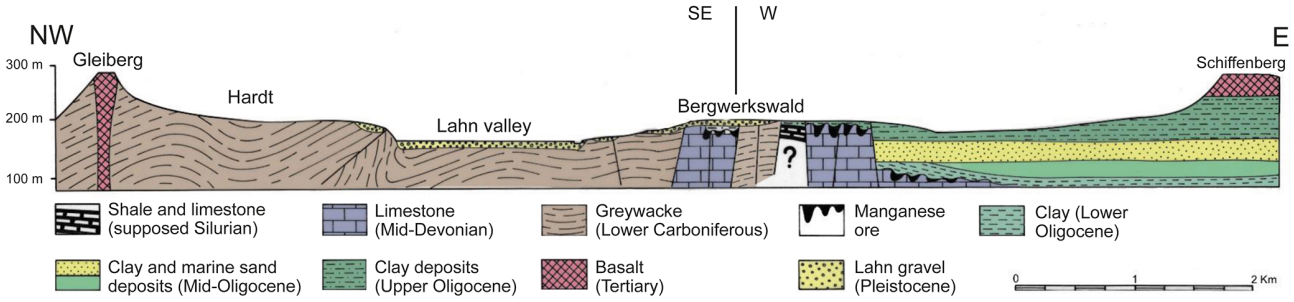


Figure 5. Simplified geological profile of the Giessen area (modified from Weyl and Stibane, 1980, composite from Gleiberg to Lahn valley and Giessen-Bergwerkswald northwest–southeast, and from Bergwerkswald to Schiffenberg west–east). The main petrographic units are shown: Paleozoic rocks of the Rhenish Massif (blue and gray), Cenozoic sedimentary filling of the north–south-trending subsidence (green and yellow) segments and Tertiary volcanics at the western border of the Vogelsberg volcanic field (purple).



Figure 6. Typical landscape west of Giessen with Vetzberg (left) and Dünsberg (right). Own picture, 24 February 2018.

caniclastic lithologies (Nesbor, 2007). On top, the volcanics are present as pillow lavas, tubes and pillow fragments, indicating a submarine environment. Obviously, the lava split up into several lava tubes. Contact with seawater caused glassy rims, with the basaltic melt that is still hot flowing inside. Depending on the eruption rates, these lava tubes may have piled up to impressive volcanic masses.

The reddish iron ores belong to Lahn-Dill-type deposits, e.g., exhalative iron oxide mineralization associated with basaltic volcanic centers during Middle to Upper Devonian times (Von Raumer et al., 2017). In a first step, mobilization of Fe and associated Ca and Si was caused by hydrothermal alteration and leaching of subjacent submarine basaltic volcanics (Flick, 2010). Subsequently, the rising Fe-bearing hot fluids encountered cool oxidizing water, resulting in the precipitation of iron oxides and hydroxides. For a more detailed discussion of ore genesis in the RM, please see Von Raumer et al. (2017).

Iron ore mining in the Lahn-Dill ore district has been documented since the Celtic area, about 2000 years ago. Numerous Fe ore mines were operating during the 19th and



Figure 7. Miocene basaltic rocks with well-developed columnar jointing at Vetzberg castle. Own picture, 24 February 2018.

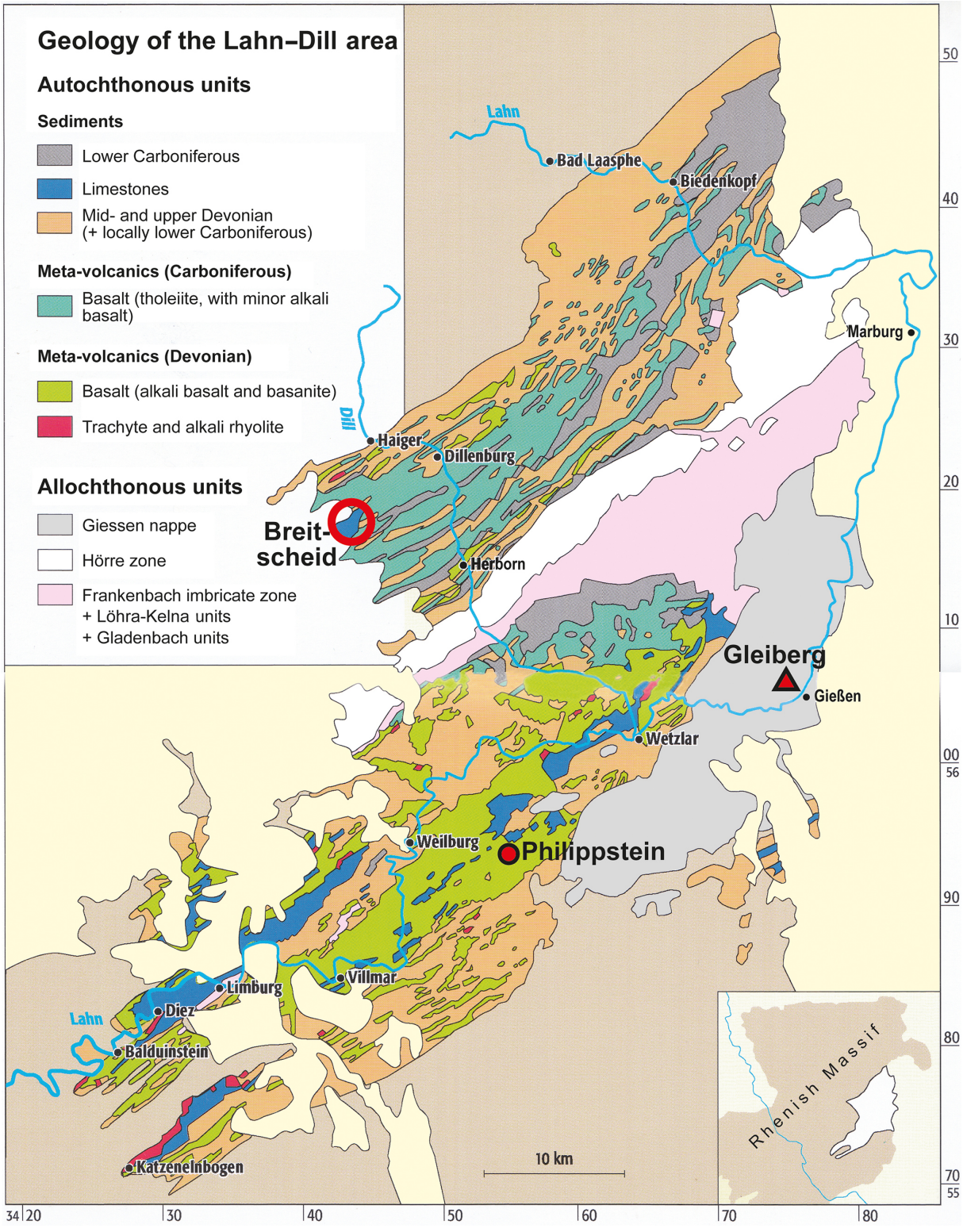


Figure 8. Simplified geological map, showing the Paleozoic autochthonous rock units of the Lahn-Dill region (from Flick, 2010, and references therein). Also shown are three allochthonous Paleozoic units (Giessen nappe, Hörre zone, Frankenbach imbricate zone). Red triangle: Gleiberg castle (Stop 1). Red circle: limestone of the Breitscheid area (Stop 2). Red dot: quarry south of Philippstein (Stop 3).



Figure 9. Distribution of Devonian limestone reefs within the Rhenish Massif (from Rothe, 2005). Reefs that developed on the shelf rim are located north of the stippled line. To the south of the stippled line, reefs grew on volcanic edifices that formed submarine rises and ridges. Breitscheid (Stop 2) is marked by a red circle.



Figure 10. Inside the limestone cave Herbstlabyrinth, Breitscheid (Schauhöhle Herbstlabyrinth Breitscheid 2018, © K. P. Kappest).

20th century. The last mine (Grube Fortuna north of Solms-Oberbiel) was closed down in 1983.

5 The Horloff-Graben (route from Philippstein (Stop 3) to Hungen-Langd (Stop 4))

Several small basins and graben structures connect the morphologic end of the Upper Rhine Graben with the graben structures of northern Germany. These include the Hanau-Seligenstädter Senke, the Wetterau, the Horloff-Graben, the Giessener Becken and the Amöneburger Becken. Thus, unconsolidated sediments of Cenozoic age are widespread in the regions north and south of Giessen (Fig. 2). Pleistocene loess cover is most pronounced in the basin areas, e.g., Amöneburger Becken, Wetterau and Horloff-Graben (see Field Trip B for details).

It should be mentioned that, amongst these small subsidence structures, only the Horloff-Graben is of post-volcanic age. The morphologically well-defined Horloff-Graben incises into the southwestern section of the Vogelsberg, forming a north–south-running graben structure, 20 km long and 5 km wide (Figs. 2, 12). Graben sediments are of Pliocene and Pleistocene age, with several brown coal seams being developed within the Pliocene pile. Despite their very young age, those brown coal seams were extensively exploited underground and later on in open-pit mines. Mining activities ended in 1991. Subsequent flooding of the open pit gave rise to the so-called "Wetterauer Seenplatte", now widely used for local recreation, water sports and nature protection.

6 The Vogelsberg volcanic field and internal structure

VB, located to the east of Giessen, was active during the Miocene. With an area of 2500 km^2 and a total volume of at least 500 km^3, it is considered the largest volcanic field by volume in central Europe (Reischmann and Schraft, 2009; Fig. 12).

Landscape structure of this huge volcanic field comprises four distinct units. The central parts are known as "Oberwald" above 600 m a.s.l. and "Hoher Vogelsberg" between 600 and 500 m (Leßmann et al., 2000). The "Unterer Vogelsberg" forms a zone of up to 20 km wide around the Hoher Vogelsberg. The volcanic layers extending to the northwest are known as the "Vorderer Vogelsberg". The Taufstein (774 m a.s.l.) and the Hoherodskopf (764 m) close by have the highest elevations.

Several boreholes provide important information on the minimum size and volume of VB volcanic rocks as well as the internal structures of the volcanic masses (Reischmann and Schraft, 2009). It should be emphasized, however, that the borehole "Forschungsbohrung Vogelsberg 1996", that penetrated the Central Part of the VB (Oberwald), did not reach the pre-volcanic basis, despite a total coring of 656 m of volcanic rocks. Thus the estimated volume of 500 km^3 must be regarded as a minimum mass.

Those boreholes, in conjunction with detailed field and radiometric studies, reveal new insights into the genesis of this huge volcanic edifice. Vogelsberg volcanism comprised a main activity phase at 19–16 Ma and, separated by a period of magmatic quiescence, a final phase at around 14 Ma (Nesbor, 2014; Abratis et al., 2015). Volcanism of the main phase started with basanitic to alkali basaltic magmas and pyroclastics, followed by dominantly trachytic rocks. Phreatomagmatic eruptions and maar structures occurred quite frequently (Nesbor, 2014). After a period of magmatic quies-

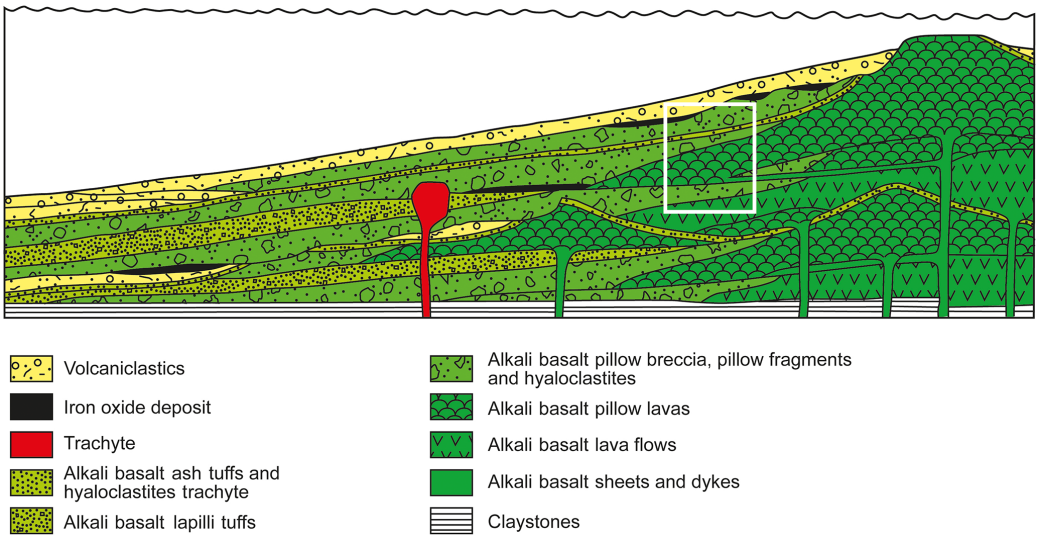


Figure 11. Schematic sketch map of a Devonian submarine volcanic edifice in the Lahn-Dill area (from Nesbor, 2007). White rectangle: segment exposed at the Philippstein quarry (Stop 3).

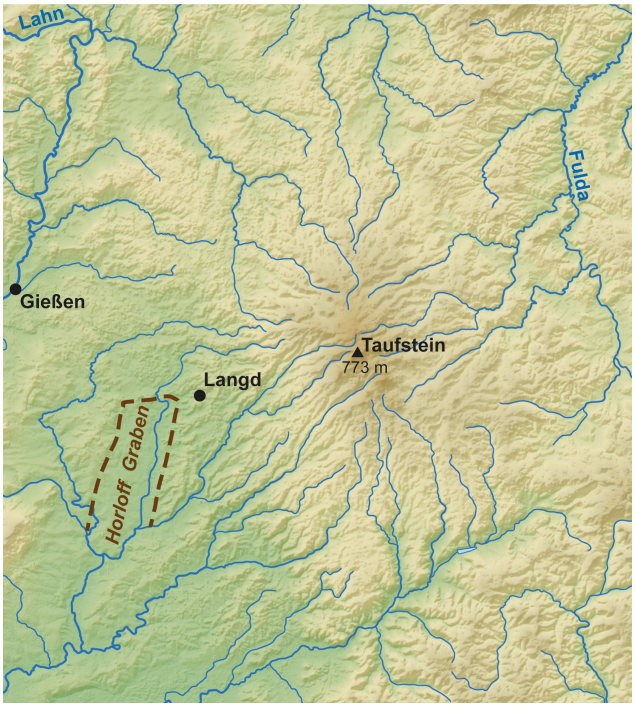


Figure 12. Morphological map of the Vogelsberg area, with the characteristic star-shaped drainage pattern. The highest point of the volcanic field (Taufstein) is indicated by the black triangle. The town of Giessen is also shown, as well as the post-volcanic Horloff-Graben and Hungen-Langd (Stop 4).

cence, volcanic activity recommenced at about 14 Ma with the eruption of alkali basaltic and basanitic lava flows, with eruption centers being essentially confined to the Oberwald region.

During the magmatic rest period, erosive and pedogenic processes dominated, causing leveling of volcanic edifices and a strong pedogenic overprint due to tropical–subtropical and humid climate conditions. These processes gave rise to a widespread erosional surface, which is still visible as a morphological step (Abratis et al., 2015).

Final volcanic activity was essentially concentrated in the central Oberwald region and dominated by low-viscosity mafic lava flows. Although volumetrically subordinate, these younger lava flows covered older volcanic sequences and erosional features. Due to a well-established climate change during the Langhian towards moderate and rather dry conditions, the final lava flows are much better preserved, thus giving the Vogelsberg volcanic field the appearance of a huge basaltic shield volcano (Nesbor, 2014).

The only rocks that are locally preserved are remnants of intense weathering of Vogelsberg volcanic rocks during Burgidalian times, e.g., Fe-rich crests and saprolite, the latter with thicknesses of more than 50 m (Schwarz, 1997) and most likely related to the mid-Miocene Climate Optimum.

Taking into account the field evidence from the Rhenish Massif to the west, we can emphasize two Cenozoic periods of intense chemical weathering, e.g., a lower Tertiary period, documented in widespread kaolinization of Paleozoic rocks, and a mid-Miocene period, which created Fe crests and saprolite on Vogelsberg volcanics that are 19–16 Ma old.

7 Stop 4: abandoned small quarry, close to Hungen-Langd

The old quarry is located about 500 m east of Hungen-Langd and provides an excellent view into the internal structure of

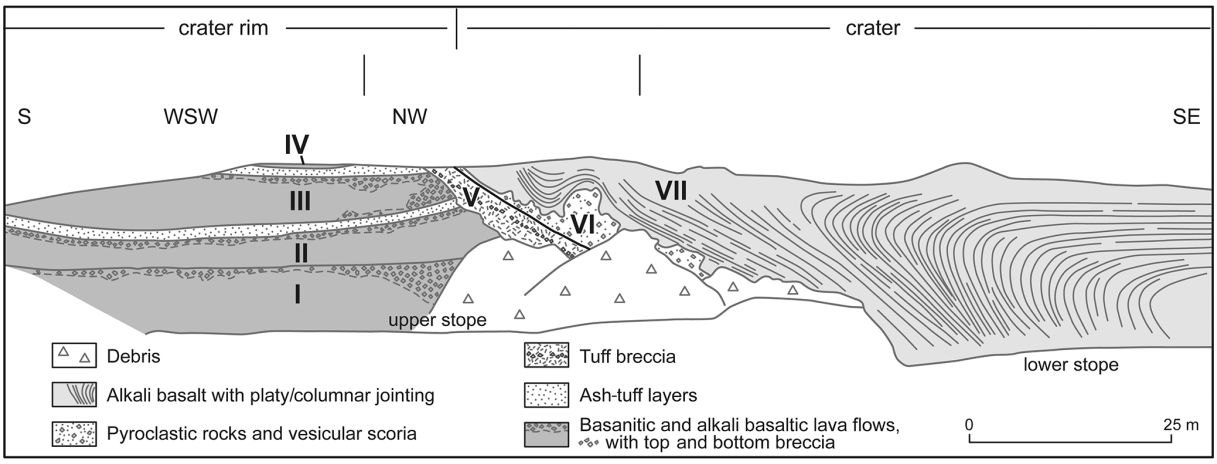


Figure 13. Abandoned quarry, about 500 m east of Hungen-Langd (Stop 4) (modified from Nesbor, 2014). Composite sketch map of the quarry walls. Western segment: four lava flows (unit I to IV), each between 5 and 8 m thick, with well-developed breccia zones at their basis and upper regions. Intercalated between the lava flows are tuff layers, dominated by mafic ash and fragments of country rock. Central part: pyroclastic unit (unit V), about 4 m thick, cutting the lava flows and dipping ca. 45° towards southeast, dominated by tuff breccia that contains basanitic blocks, up to 1 m in size. Lapilli-size particles of the tuff breccia show very few vesicles. Unit VI: 1 to 4 m of pyroclastics with different properties, overlying unit V, characterized by highly vesicular scoria, embedded in a lapilli and ash matrix. Eastern segment: massive alkali basalts (unit VII), overlying the pyroclastic sequences, with clearly visible platy and columnar jointing.



Figure 14. Columnar jointing in former lake lava, eastern segment of the old quarry, Hungen-Langd (Stop 4). Stefan Schorn, © Reinhold, 20 March 2017.

the Vogelsberg volcanic edifice (Ebhardt et al., 2001; Nesbor, 2014; Reischmann and Schraft, 2009).

In the western segment of the quarry, four lava flows of basanitic to alkali-basaltic composition are exposed, each between 5 and 8 m thick, with well-developed breccia zones at their basis and upper regions (Fig. 13). Intercalated between the lava flows are tuff layers, which are dominated by mafic ash and fragments of country rock (e.g., Buntsandstein). Thus, volcanic activity included both effusive and explosive characteristics.

In the eastern part of the quarry, the lava flows were blown away by a younger explosive event which created a crater wall with a dip of ca. 45° towards southeast. Pyroclastic rocks closest to the crater wall are dominated by tuff breccia that contain basanitic blocks, up to 1 m in size. Lapilli-size particles of the tuff breccia show very few vesicles. Thus the crater-forming event is most likely due to the interaction of rising hot mafic magma with groundwater at shallow depth, causing a phreatomagmatic explosion that destroyed the lava flows and created a maar-type conical crater.

The initial maar deposits are overlain by ca. 1 to 4 m of pyroclastics with different properties. This sequence is characterized by highly vesicular scoria, embedded in a lapilli and ash matrix. Obviously there was a change in eruptive behavior towards lava fountains and effective degassing, most probably related to a lack of groundwater supply.

The volcanic rocks that rest on this layer of highly vesicular scoria occupy the entire eastern section of the quarry. They consist of massive alkali basalts with clearly visible platy and columnar jointing due to comparatively slow cooling and shrinking (Fig. 14). This is best explained by further magma supply from below, ongoing degassing and prohibited groundwater influx, resulting in a slowly cooling lava lake that completely filled the conical crater structure.

Data availability. No data sets were used in this article.

Author contributions. Frank Volker wrote the text and participated in the fieldwork. Stefanie Menges participated in the fieldwork and took the photographs of Figs. 6 and 7.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. We are much indebted to Lisett Diehl (Geography Dept.) who prepared and improved several figures. We gratefully acknowledge constructive comments of an anonymous reviewer. Finally we want to thank the numerous earth scientists who, over the decades, and step by step, have provided important and detailed components of the complex and highly varied geology that characterizes Giessen and its surrounding areas.

References

Abratis, M., Viereck, L., Büchner, J., and Tietz, O.: Route to the Volcanoes in Germany – conceptual model for a geotourism project interconnecting geosites of Cenozoic volcanism, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 166, 161–185, 2015.

Deutsche Stratigraphische Gesellschaft: Stratigraphische Tabelle von Deutschland, edited by: Koordination und Gestaltung: Menning, M. and Hendrich, A., 2. Aufl., available at: http://www.stratigraphie.de/std/Bilder/5_2.pdf (last access: 1 July 2018), 2016.

Dörr, W. and Zulauf, G.: Reply to W. Franke on W. Dörr and G. Zulauf elevator tectonics and orogenic collapse of a Tibetan-style plateau in the European Variscides: the role of the Bohemian shear zone, Int. J. Earth Sci., 101, 2035–2041, 2012.

Dorsten, A., Dorsten, I., Finke, M., Meyer, S., and Zaenker, S.: Das Herbstlabyrinth und der Karst in Breitscheid im Westerwald, edited by: Speläologische Arbeitsgemeinschaft Hessen e.V. (SAH), 2. Aufl., Breitscheid, 2016.

Dorsten, I.: Karst und Höhlen: Die faszinierende Unterwelt der Riffkalke um Breitscheid und ihre Bedeutung als Klimaarchive, in: Riffe, Vulkane, Eisenerz und Karst im Herzen des Geoparks Westerwald-Lahn-Taunus, edited by: Henrich, R., Bach, W., Dorsten, I., Georg, F.-W., Henrich, C., and Horch, U., Wanderungen in der Erdgeschichte, 33, 81–92. Pfeil-Verlag, München, Deutschland, 2017.

Ebhardt, G., Ehrenberg, K.-H., Hottenrott, M., Kött, A., Leßmann, B., and Nesbor, H.-D.: Geologie und Hydrogeologie des südwestlichen Vogelsbergs und seiner Umrahmung, Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge, 83, 65–87, 2001.

Eckelmann, K., Nesbor, H.-D., Königshof, P., Linnemann, U., Hofmann, M., Lange, J.-M., and Sagawe, A.: Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U–Pb LA–SF–ICP–MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides, Gondwana Res., 25, 1484–1500, 2014.

Felix-Henningsen, P.: Mesozoic-Tertiary weathering and soil formation on slates of the Rhenish Massif, Germany, Catena, 21, 229–242, 1994.

Flick, H.: Lahn-Dill-Gebiet, Quelle & Meyer – Verlag, Wiebelsheim, 2010.

Franke, W.: Comment on Dörr and Zulauf: Elevator tectonics and orogenic collapse of a Tibetan-style plateau in the European Variscides: the role of the Bohemian shear zone, Int. J. Earth Sci., 101, 2027–2034, 2012.

Leßmann, B., Scharff, H.-J., Wedel, A., and Wiegand, K.: Grundwasser im Vogelsberg, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, 2000.

Meyer, W. and Stets, J.: Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany), Neth. J. Geosci., 81, 217–221, 2002.

Mischel, S. A., Scholz, D., Spötl, C., Jochum, K. P., Schröder-Ritzau, A., and Fiedler, S.: Holocene climate variability in Central Germany and a potential link to polar North Atlantic: A replicated record from three coeval speleothems, The Holocene, 27, 509–525, 2017.

Nesbor, H.-D.: Paläozoischer Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet – südöstliches Rheinisches Schiefergebirge, Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge, 89, 193–216, 2007.

Nesbor, H.-D.: Der Vogelsberg – Vulkanologische und petrographische Entwicklung eines großen miozänen Intraplatten-Vulkangebiets in Mitteleuropa, EDGG, 252, 22–39, 2014.

Reischmann, T. and Schraft, A.: Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, 2009.

Rothe, P.: Die Geologie Deutschlands, Primus-Verlag, Darmstadt, 2005.

Schorn, S.: © Reinhold, 20 March 2017, Source: Mineralienatlas-Fossilienatlas: Deutschland/Hessen/Gießen, Bezirk/Gießen, Landkreis/Hungen/Langd/Steinbruch Maykranz (last access: 1 July 2018), 2017.

Schwarz, T.: Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene palaeoclimate, Palaeogeogr. Palaeocl., 129, 37–50, 1997.

Turk, P.-G., Lohse, H.-H., Schürmann, K., Fuhrmann, U., and Lippolt, H. J.: Petrographische und Kalium-Argon-Untersuchungen an basischen tertiären Vulkaniten zwischen Westerwald und Vogelsberg, Geol. Rundsch., 73, 599–617, 1984.

Von Raumer, J. F., Nesbor, H.-D., and Stampfli, G. M.: The north-subducting Rheic Ocean during the Devonian: consequences for the Rhenohercynian ore sites, Int. J. Earth Sci., 106, 2279–2296, 2017.

Weyl, R. and Stibane, F.: Geologischer Führer Gießen und Umgebung, 2. Aufl., Mittelhessische Druck- und Verlagsgesellschaft, Gießen, 1980.

DEUQUA Spec. Pub., 1, 15–28, 2018
https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-15-2018
© Author(s) 2018. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

DEUQUA Special Publications

Field Trip B (27 September 2018): Quaternary environments of Giessen and its surrounding areas

Johanna Lomax[1], Raphael Steup[1], Lyudmila Shumilovskikh[2], Christian Hoselmann[3], Daniela Sauer[4], Veit van Diedenhoven[1], and Markus Fuchs[1]

[1]Department of Geography, Justus Liebig University Giessen, Senckenbergstr. 1, 35390 Giessen, Germany
[2]Department of Palynology and Climate Dynamics, University of Göttingen,
Wilhelm-Weber-Str. 2a, 37073 Göttingen, Germany
[3]Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden, Germany
[4]Department of Physical Geography, University of Göttingen, Goldschmidtstr. 5, 37077 Göttingen, Germany

Correspondence: Johanna Lomax (johanna.lomax@geogr.uni-giessen.de)

Relevant dates: Published: 20 August 2018

How to cite: Lomax, J., Steup, R., Shumilovskikh, L., Hoselmann, C., Sauer, D., van Diedenhoven, V., and Fuchs, M.: Field Trip B (27 September 2018): Quaternary environments of Giessen and its surrounding areas, DEUQUA Spec. Pub., 1, 15–28, https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-15-2018, 2018.

1 Introduction

Our 1-day field trip will first lead us to an area south of Marburg in the middle reach of the Lahn valley. After an introduction to the natural settings of the area, we will visit the gravel quarry of Niederweimar, one of the largest of its kind in Hesse. The gravel quarry exposes three units of gravel which possibly represent the remains of different Quaternary glacial periods. The gravels are covered by late glacial and Holocene floodplain fines, showing a high-resolution stratigraphy. The floodplain fines include tephra of the Laacher See eruption that took place during the Allerød, and alternating layers of sands and silts, which may reflect climatic fluctuations of the late glacial. Above the tephra, a dark soil horizon marks the beginning of Holocene conditions. Furthermore, the area around Niederweimar is rich in archaeological finds of different periods. They indicate continuous settlement in the area over the last 11 000 years. Details will be presented at our coffee break at the so-called *Zeiteninsel* (island of times), an open-air museum showing settlements of different archaeological periods. Our next stop will be the abandoned gravel quarry Niederwalgern, which exposes gravels of the Lahn at the base and a thick sequence of floodplain fines, including a dark palaeosol. The sediments indicate massive deposition during the Holocene, probably due to anthropogenic forest clearing in the surrounding area. At our third stop, we will visit a loess palaeosol section south of Gießen, near a small village called Münzenberg. Our luminescence ages indicate that this profile comprises Middle Pleistocene loess, and possibly also a pre-Eemian palaeosol. The last glacial loess includes the Eltville tephra, another important tephra of the area, serving as a chronological marker for the Last Glacial Maximum. Establishing a secure chronostratigraphy at the site is however challenging, due to the position on a steep slope, which triggers erosional events.

2 Physiogeographic setting of the area

The geomorphological and geological setting of the area comprises a complex pattern of different geological units ranging from the Palaeozoic to the Holocene. An overview of the topography and geological units is shown in Figs. 1 and 2. The current annual rainfall in the area approximates 700 mm, and the average annual temperature is 8.8 °C.

The main unit in the western part of the excursion route is represented by the Rhenish Massif (Rheinisches Schiefer-

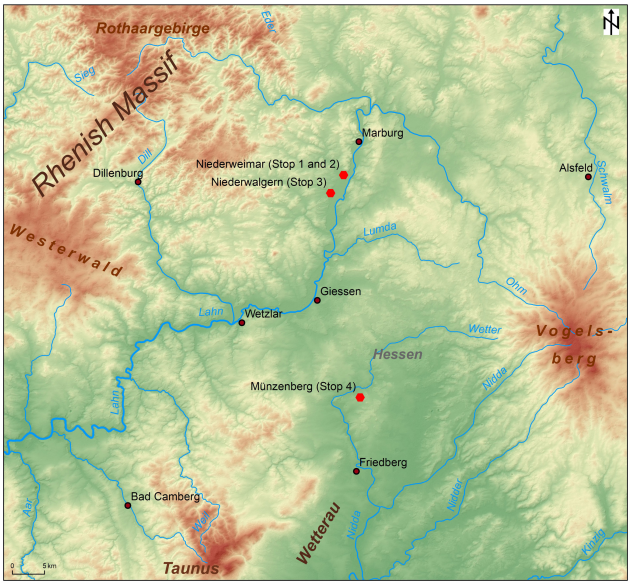


Figure 1. Topography of the field trip area and stops of the excursion route.

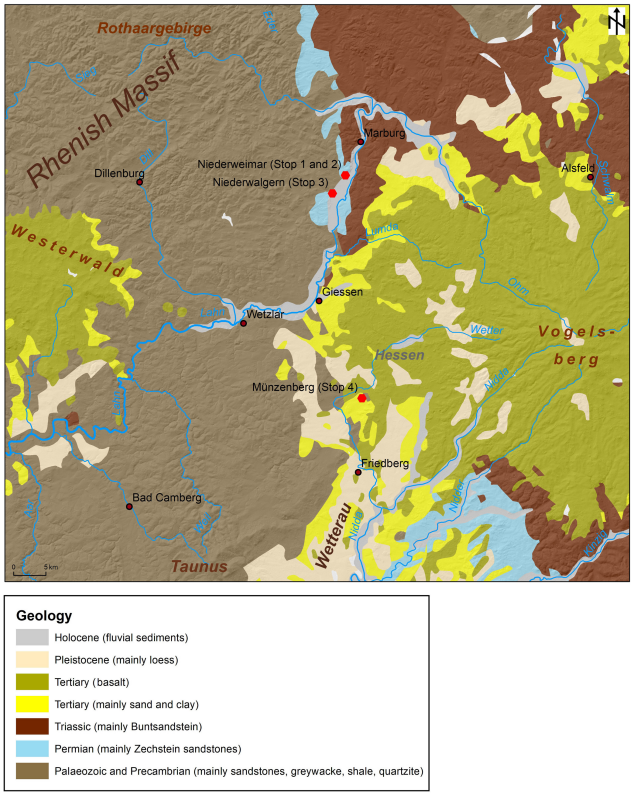


Figure 2. Simplified geology of the excursion area (database: Geological Map 1 : 300 000).

gebirge). Marine sands, silts and clays were deposited during the Devonian era, and were later metamorphized to quartzites and slates during the Variscian orogeny (Carboniferous). Locally, limestone, greywacke and radiolarite are also present, the last two especially in an area west of Gießen and Marburg. The Variscian orogen was eroded to its shield during the Permian era. During the Tertiary, the shield was fragmented into several fault blocks, of which some were uplifted during the Tertiary and the Quaternary. Examples of these uplifted blocks are, e.g. the Rhenish Massif or the Harz further to the northeast. Many of the gravels in the gravel quarry at Niederweimar (Stop 1) originate from the Rhenish Massif to the west, like quartzite, radiolarites and greywacke. Locally, this part of the Rhenish Massif is also called the Gladenbach Uplands (Gladenbacher Bergland). It has an average elevation of around 500 m a.s.l.

To the north and north-east of the excursion route, we mainly find red sandstones of the lower Triassic (Buntsandstein) and basalts which originate from the Vogelsberg eruption during the Tertiary (peak activity ca. 15 Ma ago). The Vogelsberg is the largest contiguous volcanic region in central Europe. The highest elevation of the Vogelsberg area is the Taufstein (773 m a.s.l.). The river Lahn intersects the Buntsandstein in an area north and south of Marburg, forming a relatively steep valley. At Niederweimar (Stop 1), the valley opens into a wider basin, which is filled with Pleistocene gravels and Holocene floodplain fines of the river Lahn. Buntsandstein and basalts are further important components of the gravel spectrum in the gravel pit at Niederweimar.

Further geomorphological–tectonic units near Gießen and Marburg are depressions which are filled with Tertiary fines and/or Pleistocene loess. The latter will be the focus of Stop 4. Like the uplifted Rhenish Massif, these basins represent tectonic blocks, which formed and subsided during the Tertiary and Quaternary.

3 Gravel quarry at Niederweimar

3.1 Geology and geomorphology

The gravel quarry at Niederweimar is situated south of Marburg in the central Lahn valley. It is one of the largest gravel quarries in Hesse. The middle reach of the Lahn cuts through a wide range of geological units such as the Rhenisch Massif and sandstones of Permian and lower Triassic age. Tributaries coming in from the east pass the basaltic Vogelsberg massif. This leads to a rather diverse gravel spectrum, dominated by greywacke, associated with radiolarites, sandstones, basalts and quartzites. The hard rock base of the gravel pit is formed by red to purple sandstones and claystones of upper Permian age (Zechstein). Sediments within the gravel pit have not only been deposited by the river Lahn, but also by the river Allna, a tributary flowing in from the west, sourced in the Rhenish Massif. More detailed information on the fluvial history of the Lahn valley near Marburg can be found in Heine (1970).

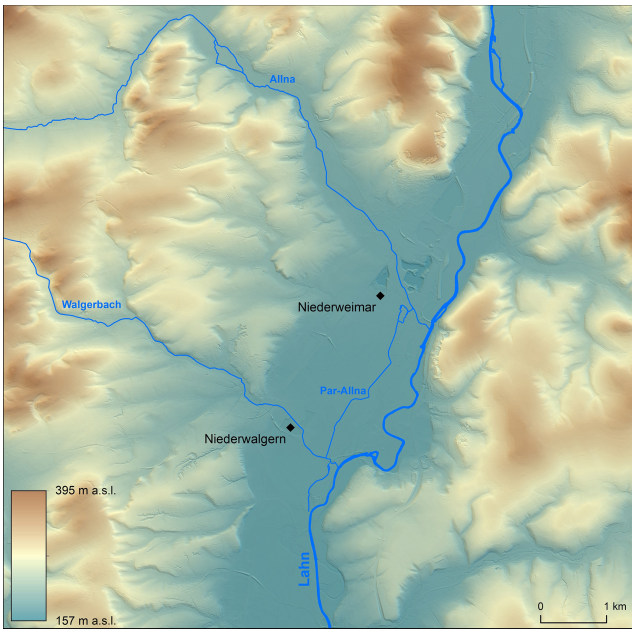


Figure 3. Digital elevation map of the area around the gravel quarries Niederweimar and Niederwalgern (Stop 1 and Stop 3).

From a geomorphological point of view, the gravel pit is situated on the lower terrace of the Lahn. It is currently not inundated by floods, and its cover sediments are of Late Pleistocene and early Holocene age, as evidenced by the Laacher See tephra (LST; 12 900 ka, van den Boogard, 1995). Chronostratigraphically, the lower terrace would be assigned to the last glacial period. However, it appears that three gravel units are exposed in the pit, of which the lower ones seem to be much older than the last glacial. Elevation differences in the past and current floodplain of the Lahn are minimal (see Fig. 3); thus it is nearly impossible to distinguish different terrace levels from a geomorphological point of view. It therefore appears that at this location of the Lahn River, we are not dealing with a classical staircase of terraces, but with vertical stacking of terrace units, possibly due to (relative) tectonic subsidence in this part of the Lahn valley. So far, several radiocarbon ages, pollen and macrofossil assignments of the cover sediments as well as the gravel units have existed (e.g. Huckriede, 1982; Urz, 1995; Schirmer, 1999; Freund and Urz, 2000; Bos and Urz, 2003). But since large parts of the gravel units are older than 40 ka, numerical ages in particular of the older gravel units have been missing so far. New optically stimulated luminescence (OSL) and ^{14}C ages for the gravels as well as the floodplain loams are presented on this field trip.

3.2 Archaeology

During more than 20 years of excavation by the State Archaeological Service of Hesse on ca. 70 ha of river floodplains and adjacent alluvial terraces, a large area of settlements has been detected, spanning from the Mesolithic (11.7 to 7.5 ka) and different periods of the Neolithic (7.5 to 4.2 ka), Bronze (4.2 to 2.8 ka) and Iron Age (2.8 to 2.0 ka) to the Middle Ages. Such an extensive colonization of a local river landscape is, as yet, unique. The possibility to settle on the drier terraces near the water, as well as the species-rich flora and fauna, made the river landscape of the central Lahn valley attractive to humans (Bos and Urz, 2003).

Already in 1994, two early Mesolithic sites were found during a gravel excavation. They were dated to around 10.5 ka cal BP (Bos and Urz, 2003). Pollen and macrofossil analyses, which were part of two research projects during the DFG (German Research Foundation) priority programme "Changes of the Geo-Biosphere during the last 15 000 years, continental sediments as evidence for changing environmental conditions", suggest that forest-clearing due to deliberate burning by Mesolithic people occurred in the area (Bos and Urz, 2003). A reconstruction of the Mesolithic landscape in the central Lahn valley is shown in Fig. 4.

Since 2017, a DFG-funded research project has focused on plant remains from archaeological records as a source of information on the changing environmental conditions and agricultural systems within the prehistoric settlements near Niederweimar (Ralf Urz, Department of Geography, Philipps University of Marburg). Further details on the archaeology of Niederweimar can be found on the homepage of the archaeological survey of Hesse (https://lfd.hessen.de, last access: 11 July 2018).

3.3 Gravel unit

The gravel unit can be divided into three subunits (Fig. 5). The oldest unit (Unit I) forms the base of the gravel pit. It is not present and/or visible in all parts of the pit and is of dark grey to dark reddish colour. Unit II consists of brown gravels with trough and horizontal bedding and with a strong overprint caused by precipitation of iron oxides. This unit can be further divided into two subunits, separated by a discontinuous layer of larger blocks. Unit III is formed by greyish gravels with marked horizontal and trough bedding and a block layer at its base. Unit II and III are separated by an erosional disconformity. Further information on the gravel units is given in Freund and Urz (2000) and Urz (1995). They assign the lower part of the gravels (our Unit II) to the early Weichselian, based on pollen and macrorest analyses, and the upper part of the gravels (our Unit III) to the last Pleniglacial. The latter is supported by one ^{14}C age at Niederweimar of around 32 ka, and two further ^{14}C ages between 30 and 40 ka at the gravel quarry Niederwalgern (Urz, 1995).

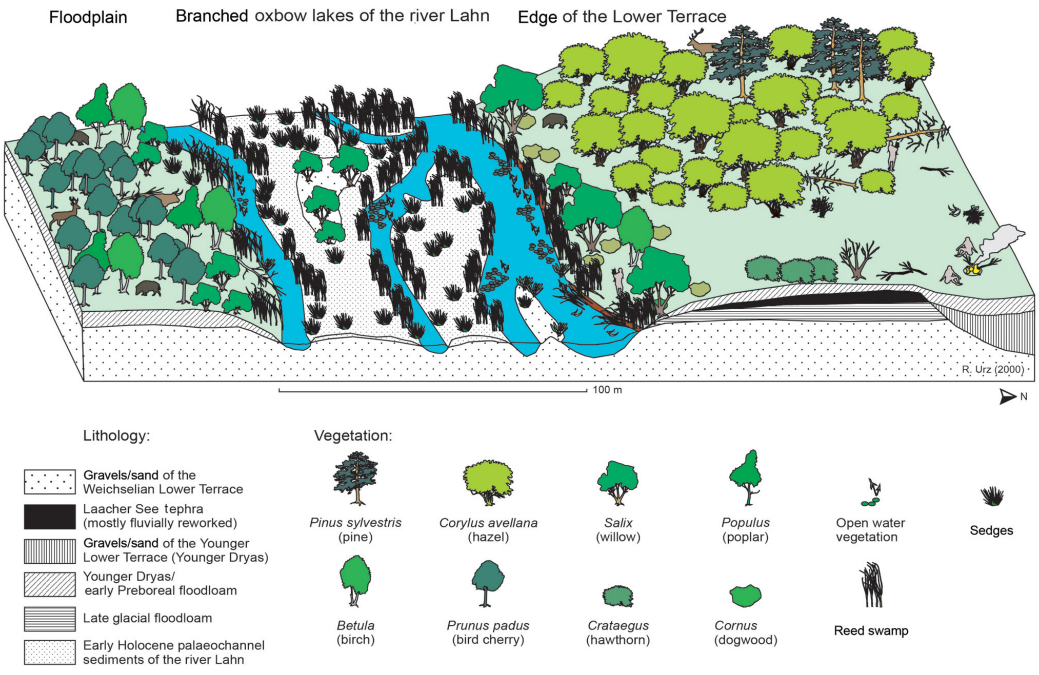


Figure 4. Palaeoenvironmental reconstruction of the fluvial landscape of the central Lahn river valley during the early Mesolithic occupation, showing the Mesolithic camp sites, the differences in relief between the floodplain and the terraces and accompanying differences in forest vegetation (Bos and Urz, 2003).

3.3.1 Methods and results

Luminescence dating

Different luminescence methods were applied in order to date the gravel units. Unfortunately, OSL dating of quartz has an upper age limit of around 100 ka for the sediments in question (quartz dose rate 1.5 to 2.3 Gy ka^{-1}). The lower gravel units were thus too old for conventional OSL dating. For this reason, TT-OSL and post-IR $IRSL_{225}$ dating were tested as additional methods. However, both methods suffered from incomplete bleaching. Thus the ages need to be treated with care. Results are shown in Table 1 and Fig. 5.

Heavy mineral analyses

Sodium polytungstate with a density of 2.85 g cm^{-3} was used as heavy liquid to separate the heavy from the light fraction in a centrifuge. The samples were boiled with concentrated HCl before centrifugation in order to remove iron and manganese hydroxide crusts, which would complicate the identification. The disadvantage of this method is the dissolution of carbonate, apatite and parts of monazite and olivine (Boenigk, 1983). Nevertheless, this was deemed acceptable because of the benefit of being able to make comparisons with our own and other previous analyses.

The lowermost gravel units (Unit I and II) show a very low content of heavy minerals, with 0.02–0.09 % in the fine sand fraction, while the other profile sections reveal heavy mineral contents ranging from 0.13 to 1.6 %. One of the key questions of this investigation was in which depth levels heavy minerals of volcanic origin, i.e. of the Laacher See tephra (LST) occur. The LST is characterized specifically by the volcanic heavy minerals pyroxene (augite), brown hornblende and titanite (e.g. Henningsen, 1980; Hilgers et al., 2003; Thiemeyer, 1993; Semmel, 2003), which comprise up to more than 75 % of the overall heavy mineral fraction.

Samples from gravel Unit I and II show high amounts of extremely stable heavy minerals, especially zircon and tourmaline. The sample from the overlying gravel unit (Unit III), just below the floodplain fines, shows a significant increase of the heavy mineral content as well as high amounts of volcanic heavy minerals (pyroxene 75 %, brown hornblende 15 % and titanite 3 %). It is thus assumed that at least parts of this gravel unit post-date the Laacher See event.

3.3.2 Stratigraphic interpretation

Due to the high sedimentation age of the lower gravel units, it is difficult to provide a numerical chronology of them. So far, only the following conclusions can be tentatively drawn.

The lowest gravel unit (Unit I) is probably older than the overlying unit. An assignment to a certain marine isotope stage (MIS) is impossible, but most likely the sample is older than 300 ka.

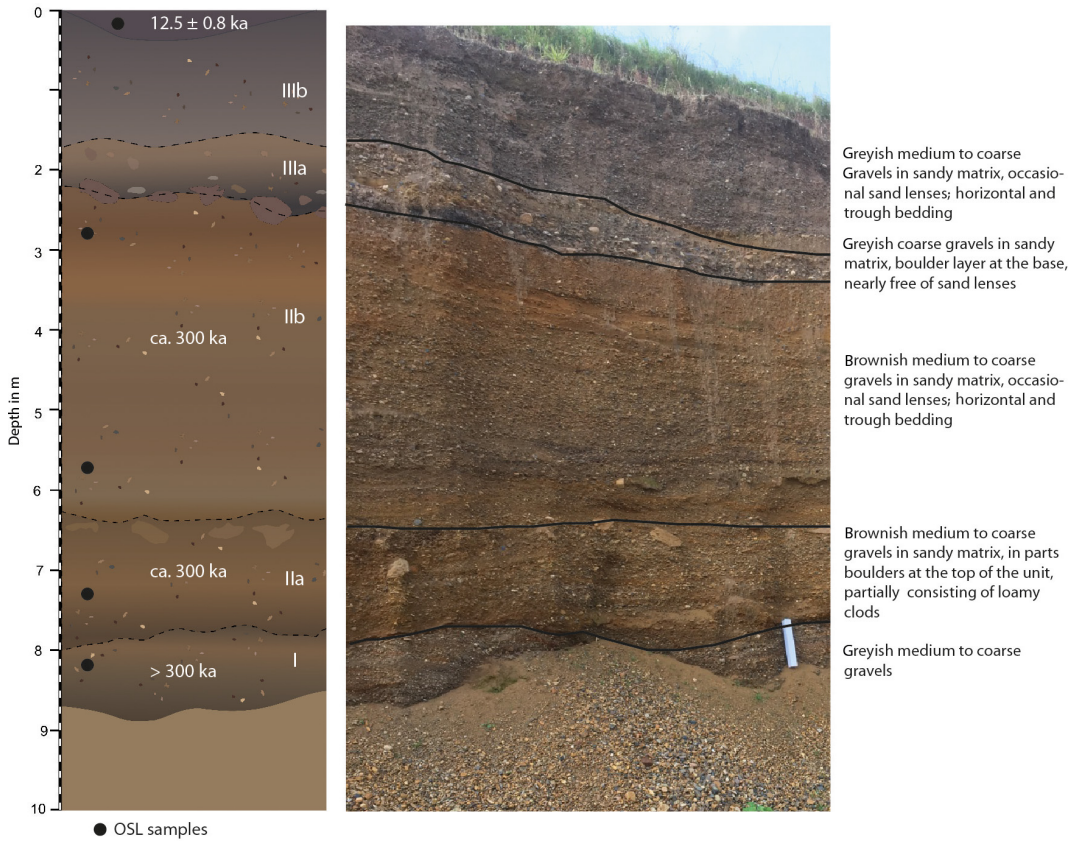


Figure 5. Sketch and photograph of the gravel units at the Niederweimar quarry. Also shown are age estimates based on (preliminary) luminescence ages (OSL, TT-OSL and $pIRIR_{225}$ dating). More detailed information on the ages is given in Table 1. Note that in the uppermost sample, heavy minerals typical of the Laacher See tephra were found.

Table 1. Luminescence ages (OSL, TT-OSL and $pIRIR_{225}$) of the gravel units in Niederweimar.

Sample	Depth (m)	Unit	Quartz OSL age (ka)	Quartz TT-OSL age (ka)	Feldspar pIRIR age (ka)
GI464	4.2	IIIb	12.5 ± 0.8	42 ± 3	20 ± 5
GI463	6.3	IIb		307 ± 21	299 ± 31
GI462	9.6	IIb		291 ± 29	447 ± 57
GI461	11.1	IIa		323 ± 28	324 ± 31
GI460	13.5	I		408 ± 70	464 ± 57

The intermediate gravel layer (Unit II) seems to have formed during one single glacial period, because the luminescence ages are of similar age (except for one outlier), independent of the method used. However, the ages are too imprecise and too unreliable for a clear assignment to a certain MIS. According to the luminescence ages, Unit II most likely formed during MIS 8 or MIS 10. This age strongly contradicts previous findings of Huckriede (1972, 1982) as well as Urz (1995) and Freund and Urz (2000), who place the base of the unit in the Eemian and early Weichselian, based on pollen and macrofossil analyses.

The uppermost gravel unit (Unit III) showed a surprisingly young age. So far, we have assigned this unit to the middle Weichselian because earlier, preliminary OSL ages clustered around 30 ka. Also, several ^{14}C ages between 30 and 40 ka at Niederweimar and the nearby site of Niederwalgern (Urz, 1995; Freund and Urz, 2000) indicate an older age of this unit. It is possible that during the Younger Dryas, the gravels of the middle Weichselian were partially incised by the braided river that shaped the riverbed at that time. The channels were then filled with Younger Dryas gravels and sands shortly before the onset of the Holocene. In many parts of the upper gravel layer, these former channels are visible. This

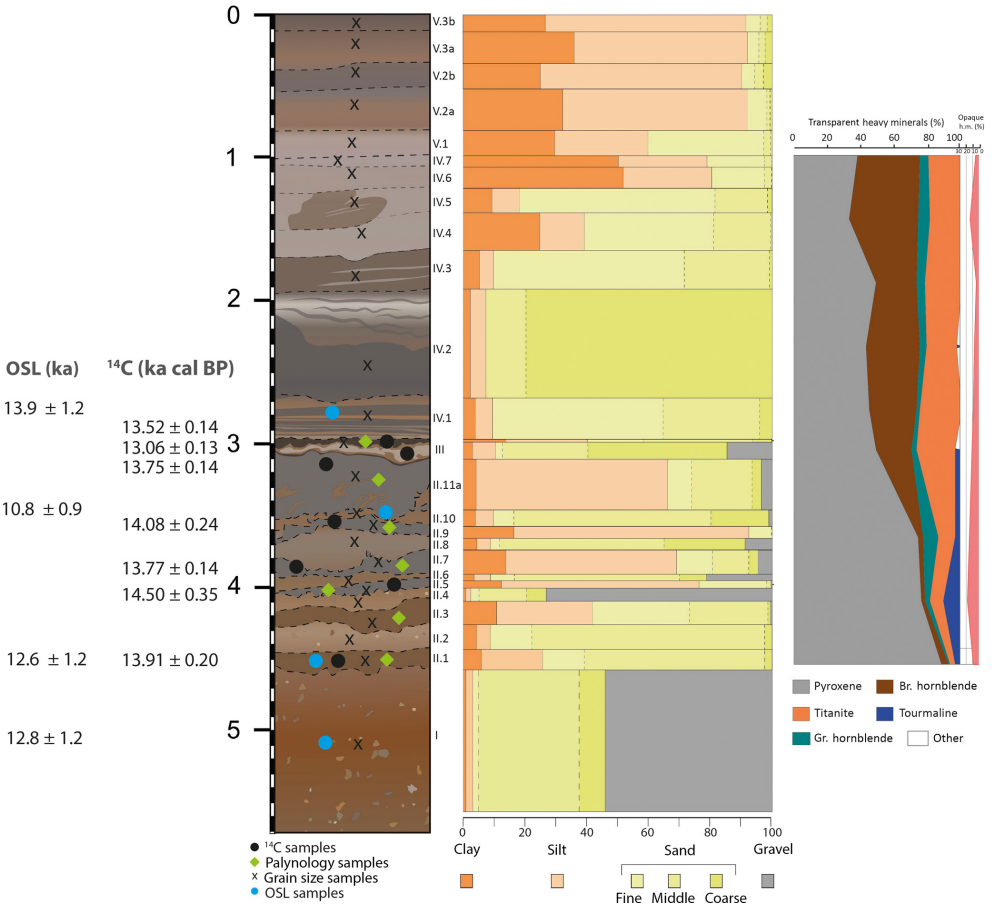


Figure 6. Sketch of section NW-6 in the floodplain loams of Niederweimar, together with results from ^{14}C and OSL dating, grain size and heavy mineral analyses. Please note that the lowermost sample for OSL dating is derived from one of the neighbouring sections NW-3, from the same stratigraphic unit.

young sedimentation age of the uppermost part of gravel Unit III is supported by the heavy mineral spectrum, which shows a signature characteristic of the LST.

Although the older luminescence ages have been unreliable so far, they allow the following overall interpretation: terrace units of different ages are vertically stacked onto each other, possibly indicating (relative) tectonic subsidence of the area. MIS 6 is not represented by a gravel unit in the studied section; thus it seems to have been completely removed by a later erosional period. Very large blocks in the lower part of Unit III testify to an extremely dynamic fluvial event, which may have caused this erosion. However, it cannot be ruled out that MIS 6 gravels are found in other parts of the gravel pit.

3.4 Floodplain loams

Floodplain loams overlie the Pleistocene gravels and show a very detailed stratigraphy, with alternating sand and silt layers in the lower part, one or several light grey layers of varying thickness in the middle and upper part, and a further dark palaeosol horizon in the uppermost part. From field observations, it is tempting to assign the greyish layers to the (relocated) Laacher See tephra, which would place the lower part of the floodplain loams in the late glacial and the upper part of the section mainly in the Holocene. This stratigraphy is supported by detailed pollen and macrofossil studies as well as radiocarbon dating carried out by, e.g. Urz (1995), Bos and Urz (2003) and Schirmer (1999). However, this stratigraphic interpretation contradicts the findings on the gravel unit investigated in the current study. Here, one OSL age places the uppermost part of the gravels in the Younger Dryas. Heavy mineral analyses also confirm that their deposition took place after the Laacher See event. In order to gain further insight into the chronostratigraphy of the site, further ^{14}C and OSL dating and palynological, granulometric and heavy mineral analyses on the floodplain loams were carried out.

3.4.1 Methods and results

Particle size distributions were determined by classical pipette and sieve procedures without decarbonation accord-

Table 2. OSL and ^{14}C ages of the floodplain loams in Niederweimar. ^{14}C analyses were carried out on wooden macrofossils, and OSL dating was carried out on the quartz coarse grain fraction.

Sample	Depth (m)	Unit	Quartz OSL age (ka)	^{14}C age (ka cal BP)
Poz-97127	3.00	NW-6 III		13.52 ± 0.14
Poz-97337	3.10	NW-6 II.11b		13.06 ± 0.13
Poz-97126	3.15	NW-6 II.11a		13.75 ± 0.14
Poz-97335	3.55	NW-6 II.9		14.08 ± 0.24
Poz-97334	3.85	NW-6 II.7		13.77 ± 0.14
Poz-97124	4.00	NW-6 II.5		14.50 ± 0.35
Poz-97333	4.55	NW-6 II.1a		13.91 ± 0.20
GI455	2.75	NW-6 IV.1	13.9 ± 1.2	
GI453	3.50	NW-6 II.10	10.8 ± 0.9	
GI450	4.55	NW-6 II.1	12.6 ± 1.2	
GI448	5.00	NW-3 I	12.8 ± 1.2	

ing to Köhn (ISO 11277). The chronology of the upper unit of floodplain fines is mainly based on calibrated ^{14}C age analyses (CalPal online; Weninger and Jöris, 2004), carried out on wooden macrofossils, obtained from the silt-rich sediment layers. Additionally, three luminescence ages were determined, using OSL on the coarse grain quartz fraction. Results are shown in Fig. 6 and Table 2.

Palynological analyses were carried out mainly on the silty layers in the bottom part of the section (Unit I to Unit III). They reveal vegetation changes over a short period of only 1000 years according to the ^{14}C ages (Fig. 7).

The layers II.1a and II.1c have similar pollen spectra with a dominance of Poaceae, *Thalictrum*, *Artemisia* and other herbs, such as the *Helianthemum nummularium* group, *Ranunculus acris* type, Apiaceae and *Matricaria* type, indicating a dominance of meadows. An open landscape is suggested by a low abundance of arboreal pollen (7 %), represented by *Pinus* and *Betula*. Presence of *Myriophyllum* and remains of *Gleotrichia* type and Spirogyra indicate stagnant or slowly flowing water. Pollen concentration is rather high and varies between 15 000 and 27 000 grains cm^{-3}, indicating a low sedimentation rate. A low abundance of mycorrhizal spores of *Glomus* type indicates low soil erosion rates. Charcoal concentration of up to 6000 particles cm^{-3} reveals the presence of fires.

The next four clay layers (Units II.3, II.5, II.7, and II.9) differ from the first ones by very low pollen concentrations of 2000–3000 grains cm^{-3}. This can possibly be explained by increased sedimentation rates due to enhanced soil erosion in the catchment. The latter is confirmed by a high abundance of *Glomus* type (87–302 %). Pollen spectra of all four layers are characterized by a significant increase of arboreal pollen like *Picea* (Bittmann, 2007), possibly partly reworked. Non-arboreal pollen (NAP) is still dominant in the spectrum with Cyperaceae, Poaceae and *Artemisia*, also suggesting wetter conditions and possible spread of tundra vegetation. Spores of coprophilous fungi (*Arnium*, *Bombardioidea, Podospora*, *Sordaria* and *Sporormiella*) indicate the presence of the herbivores in the area, but their increased abundance can possibly be explained by an increased soil erosion in the catchment. Pollen of *Myriophyllum* and algal remains indicates similar aquatic conditions to before. Interestingly, there are abundant sheaths of *Gleotrichia*-type, which is known as having been an aquatic pioneer during the early part of a late glacial due to its ability to fix nitrogen and make conditions suitable for other aquatic plants (van Geel et al., 1989).

Layer II.11 has an increased pollen concentration (6000 grains cm^{-3}), indicating a lower sedimentation rate during this period. The pollen concentration increases up to 64 000 grains cm^{-3} in the peat layer, indicating a slow peat growth rate. An abundance of arboreal pollen (AP) in layer 11 exceeds 50 % and it is dominated by *Pinus* and *Betula*, indicating further spread of birch-pine forests under milder conditions.

The heavy mineral samples from this section reveal a spectrum which is typical of the LST throughout the whole section of floodplain loams. Since especially pyroxene and brown hornblende are not very resistant to weathering, near-surface samples are affected by a higher grade of mineral alteration, which causes a relative enrichment of the stable heavy mineral titanite.

3.4.2 Stratigraphic interpretation

The ^{14}C ages place the lower part of the floodplain loams in the Meiendorf and Bölling interstadials, as well as in the Older Dryas period. They coincide with ^{14}C ages presented by Schirmer (1999) for the same stratigraphic unit and predate the Laacher See eruption. Based on our investigations in the field, we placed the first layers containing LST in Unit III, supporting the ^{14}C ages. Furthermore, comparison of the preliminary pollen data with pollen diagrams presented in Schirmer (1999) allows a stratigraphical correlation of the lower part of our section to the late glacial. This is evidenced

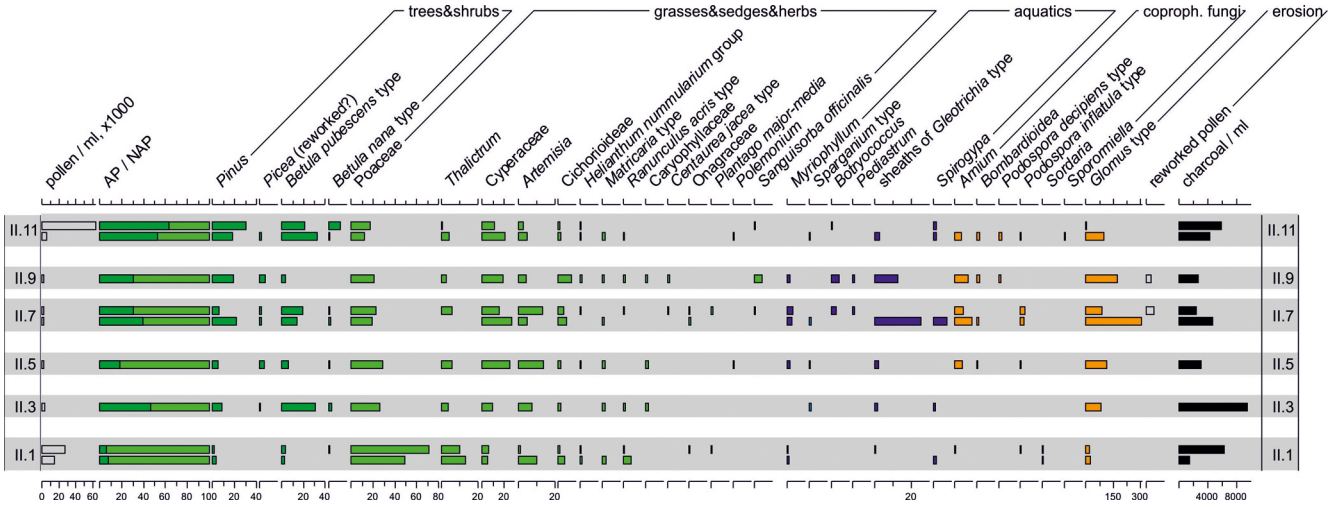


Figure 7. Selected curves from the palynological diagram of the section NW-6.

by rather low AP values, dominance of *Betula*, Poaceae and *Artemisia* and the presence of a wide variety of herbs such as *Helianthemum, Plantago and Rumex acetosella* type.

However, the heavy minerals suggest that layers from Unit II also contain significant amounts of LST, as well as the underlying gravel unit. This finding is consistent with two of the OSL dates from the floodplain loams, which yield ages of 12.6 ± 1.2 and 10.8 ± 0.9 ka, thus post-dating the Laacher See event. Another OSL age from the underlying gravel (12.8 ± 1.2 ka) agrees with the Laacher See event and is consistent with another sample dated to 12.5 ± 0.8 ka investigated in the gravel section (see Sect. 3.3.1). However, the OSL chronology shows an age inversion in the uppermost sample. This is most likely due to methodological problems, namely OSL curves in this sample that decay slower than usual. The three lower samples showed typical OSL curves; they thus appear more reliable. On the other hand, the pollen data rule out a Holocene age of the middle OSL sample in the floodplain loams. The beginning of the Holocene in the area is well defined stratigraphically by a strong increase of pine pollen up to 80 % (Bos and Urz, 2003), and this signature is absent in our investigated pollen samples.

In summary, on the one hand it seems that the OSL data and the heavy mineral analyses support each other, with the uppermost gravel unit and the overlying floodplain loams post-dating the Laacher See event. On the other hand, the ^{14}C chronology is more consistent with the pollen data and the field observations, i.e. the onset of tephra deposition within Unit III. This stratigraphic inconsistency will be further investigated in the near future.

The ^{14}C chronology furthermore reveals that the lower part of the section, comprising a sequence of intercalated coarser and finer layers (Unit II), was deposited within a relatively short time, resembling an alluvial channel facies (*Aurinnenfazies*) sensu Schirmer (1983).

4 Abandoned gravel quarry of Niederwalgern

The site Niederwalgern is a former gravel quarry, which has now been turned into a lake that serves as a natural reserve for birds and other wildlife, and is also the habitat of a small herd of water buffalos. Geomorphologically, the former gravel quarry rests on the lower terrace of the Lahn, which in turn is covered by Holocene alluvial fines. The fines include a thick unit of sediments that contains abundant fragments of ceramics and charcoal, indicating anthropogenic alluvium which originates from hillslopes further to the west (Fig. 3). Detailed litho-, bio- and chronostratigraphic investigations at the site (during active quarrying) were carried out by Urz (1995).

4.1 Methods and results

Particle size distribution was determined by classical pipette and sieve procedures without decarbonation according to Köhn (ISO 11277). In order to provide a first chronology of the section, OSL dating was applied to the underlying gravels of the lower terrace and to the upper part of the overlying fine sediments. For this purpose, the coarse grain quartz fraction was analysed. Due to incomplete bleaching, the D_e values of the floodplain fines are based on a minimum age model. In contrast, material from a sand lens within the underlying gravel was well bleached. Thus, the Central Age Model was applied for deriving the mean D_e. Results are summarized in Table 3 and Fig. 8.

4.2 Stratigraphic interpretation

The investigated section comprises three units: the gravel unit (I) at the base of this site yields an OSL age of 8.5 ± 0.6 ka. In comparison to a ^{14}C age obtained by Urz (1995), which places this unit in the Younger Dryas, our

Table 3. OSL ages of the quartz coarse grain fraction of the Niederwalgern section.

Sample	Depth (m)	Unit	Quartz OSL age (ka)	Quartz OSL age (AD)
GI465	0.55	N-Wa III.5a	1.00 ± 0.07	950–1090
GI466	0.75	N-Wa III.4c	0.89 ± 0.09	1040–1220
GI470	1.10	N-Wa III.3b	0.79 ± 0.07	1160–1290
GI467	1.40	N-Wa III.3a	1.16 ± 0.10	750–960
GI469	1.80	N-Wa III.1	1.12 ± 0.06	830–970
GI468	3.75	N-Wa I.3	8.5 ± 0.6	

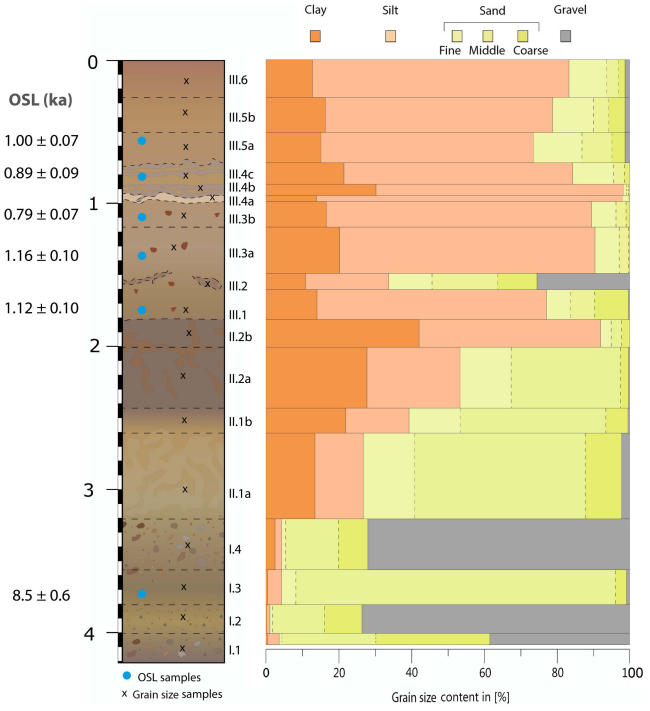


Figure 8. Sketch of section Niederwalgern, together with results of OSL dating (in ka) and grain size analyses.

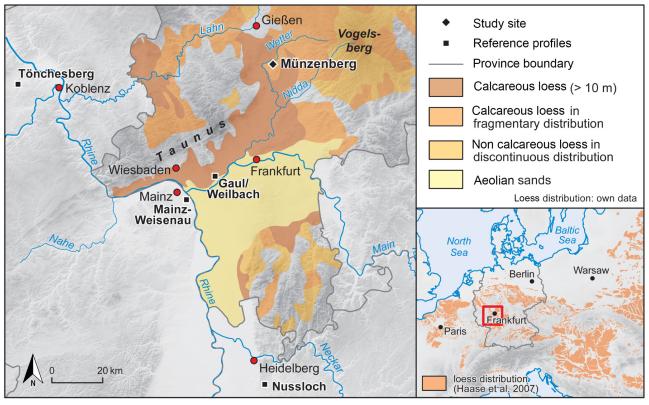


Figure 9. **(a)** Study area within the European loess belt (Haase et al., 2007). **(b)** Location of the Münzenberg loess sequence and reference sections. Loess distribution is only indicated for the region of Hesse (Germany). Please note that sedimentary units are strongly generalized.

OSL age appears to be too young. Further investigations on this issue will be undertaken in the near future.

The intermediate layer (II) is composed of floodplain loams with a dominant sand fraction. The unit terminates with a dark soil complex, in which the clay content increases to around 40 % in the uppermost sample. This soil can possibly be correlated with the so-called black floodplain soil which is widespread in the area. The formation of this floodplain soil in middle Hesse is assigned to the early Holocene (Mäckel, 1969; Houben, 2002; Urz, 2003) or to the early to mid-Holocene (Rittweger et al., 2000). So far, precise numerical ages of this horizon have been sparse, and the site at Niederwalgern offers the potential for improving the chronology by undertaking further OSL analyses.

The sediments of the uppermost unit (III) are dominated by silt. Charcoal pieces and fragmented ceramics are also abundant, indicating strong anthropogenic impact. At the current stage of research, it is however not clear whether this sediment layer is a colluvium from the small slopes further to the west or an alluvial sediment. Five OSL ages assign the unit to the Early Medieval Period in the lower part and the High Medieval Period in the upper part. As in many other parts of Germany, the High Medieval Period was characterized by deforestation and intensive farming, not only in the lowlands, but also on the hillslopes of low mountain ranges. This led to intense soil erosion and deposition of material at toe slopes and floodplains as colluvial and alluvial deposits.

5 Münzenberg loess section

5.1 Study area

The section is situated on a slope within a former brickyard on the east side of the Wetter River (50°26′ N, 08°46′ E; 198 m a.s.l.), in the northern part of the Wetterau basin within the Hessian Depression (Fig. 9). The basin's topography is characterized by a gently rolling landscape, flanked by the northern Taunus mountains to the west and the basaltic Vogelsberg massif to the east. During the Tertiary, tectonic sub-

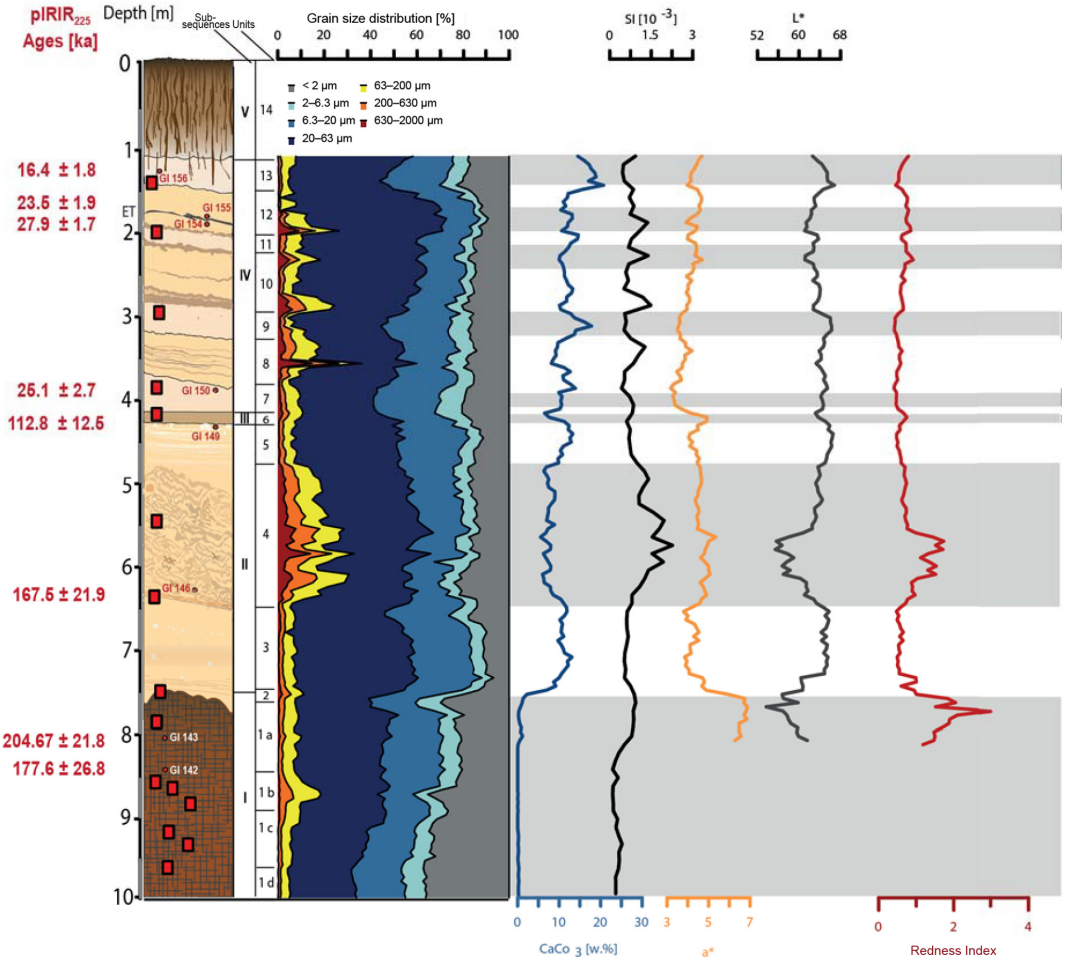


Figure 10. Results of sedimentological and colorimetric analyses at the Münzenberg section (5 cm depth interval except magnetic susceptibility with 10 cm depth interval): (a) grain size distribution, (b) carbonate content, (c) magnetic susceptibility measurements conducted in the field and (d) colour values a*, L* and Redness Index (RI), allowing estimations of hematite contents.

sidence created a mosaic of small-scale depressions, accompanied by the deposition of marine, fluvial, limnic and aeolian sediments (Bibus, 1974, 1976). Therefore, the lithology of the study area is dominated by unconsolidated Miocene sediments consisting of sands, gravels and clays. Additionally, Miocene basalts and intensively saprolized rock form the subsurface of the northern part of the Wetterau, characterizing the lithology of the study area (Kümmerle, 1981; Sabel, 1982).

Under periglacial conditions during the Pleistocene, the river Wetter formed terraces above the present-day river bed. These terraces were later covered by calcareous aeolian sands and reworked loess-derived clayey silts. On northeast-facing slopes and geomorphologically sheltered positions, loess was deposited and has been preserved to thicknesses of up to 10 m (Schönhals, 1996). Farming in the area already started in the early Neolithic, ca. 7500 years ago, favoured by a moderate climate and fertile soils. Because of this long-term cultivation, the present-day soilscape of the area is characterized by truncated soil profiles and anthropogenic colluvium, e.g. truncated Luvisols, Cambisols and Regosols (Houben, 2012; Lang and Nolte, 1999; Schrader, 1978).

5.2 Methods

According to Bibus (1974), the investigated loess section can be subdivided into 17 units, including several palaeosols showing different intensity of pedogenesis, reaching a thickness of up to 10 m. However, the chronostratigraphic interpretation by Bibus (1976) was based solely on palaeopedological criteria, whereas there has been no numerical age control so far. Therefore, the existing loess profile has been extended, described and sampled in several field campaigns since summer 2013. Magnetic susceptibility measurements were conducted in the field with a SatisGeo Kappameter KM-7 at a 10 cm depth interval, recording five measurements per depth interval. Samples for sedimentological analyses were collected at high resolution (5 cm), yielding 180 bulk

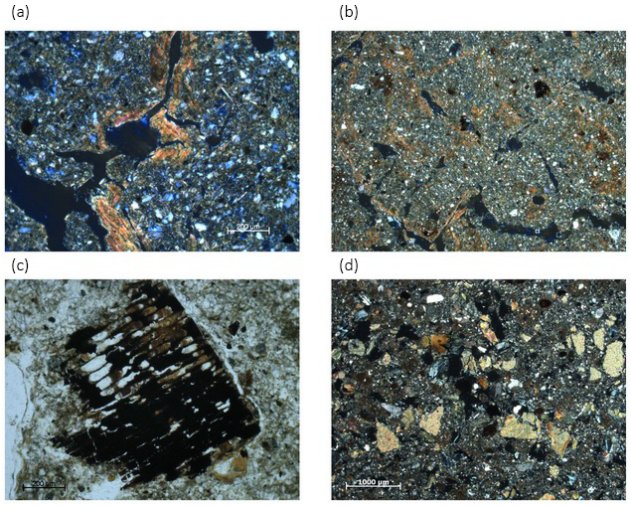


Figure 11. Photomicrographs of palaeosoil sediments. **(a)** The microstructure is characterized by numerous channels and planes, forming polygonal segments with coatings of illuvial clay. **(b)** Distribution of clay in striated b-fabric. **(c)** Charcoal. **(d)** Disorthic Fe / Mn nodules.

samples, based on the continuous column sampling method described in Antoine et al. (2009). Sedimentological analyses included determination of particle size distribution by classical pipette and sieve procedures without decarbonation according to Köhn and gas-volumetric determination of carbonate using the Scheibler method. Additionally, spectrophotometric analysis for determination of colour and lightness was conducted using a Konica Minolta CM-5 spectrophotometer at the laboratory for Physical Geography of RWTH Aachen. Based on the colour values, the Redness Index (RI) was calculated as a proxy for soil rubification and changes in hematite content (Barron and Torrent, 1986). For luminescence dating, 16 samples (Fig. 10; red circles) were taken at night-time by direct sampling into opaque plastic bags, after removing the light-exposed outer sediment layer of the profile wall. Samples for dosimetry measurements were collected within a 30 cm radius of each luminescence sample. Sample preparation and post-IR IRSL measurements, following a modified post-IR $IRSL_{225}$ protocol originally proposed by Buylaert et al. (2009), were carried out at the Luminescence Laboratory of Giessen University. Further information can be found in Steup and Fuchs (2017). A total of 15 undisturbed samples were collected from the profile for micromorphological analyses (Fig. 10; red boxes).

For the interpretation of relative variations in the geochemical composition along the loess section, XRF analyses were performed on a ITRAX XRF core scanner at Bremen University. The results are presented as element log ratios (Fig. 12) to characterize weathering intensity and dust provenance.

5.3 Profile description and results

The division of the loess section into 14 pedostratigraphic units (Fig. 10) is based on field observations including identification of major discontinuities and variations in colour, grain size distribution, magnetic susceptibility and carbonate content, as well as quantitative analyses of grain size distribution, carbonate content, spectrophotometric colour measurements and age estimates obtained from luminescence dating. Five units are distinguished based on sedimentological and pedological characteristics from the basal stratum (I) of the sequence to the surface of the recent soil (V):

I. basal soil complex

II. calcareous loess and reworked soil sediment

III. weak brown soil sediment

IV. loess and tundra gleys

V. modern disturbed top soil.

The lowermost subsequence (Unit 1) of the section consists of Fe / Mn nodules of reddish brown compacted clayey silt $\sim$ 2 m thick, characterized by complete decarbonatization. It shows the highest content of illuvial and neoformed clay (< 2 µm; Fig. 11a, b), with almost 40 % clay at a depth of 10 m. Four subunits can be distinguished within the basal soil complex, based on grain size variability and changes in soil colour and elemental composition (based on XRF). The luminescence age estimates (Table 4) calculated from the $pIRIR_{225}$ signal in subunits a and b range from 177.6 ± 26.8 ka (GI 142) to 204.7 ± 21.8 ka (GI 143), indicating a time of deposition prior to the last interglacial (MIS 5e) and therefore soil formation during MIS 5 or 7.

Unit 2 marks a transitional stage between subsequence I and II, showing several indices for translocation, e.g. coarsening substrate, only partial decalcification and diffuse boundaries (Fig. 11c, d). It is superimposed by 1 m of homogeneous yellow-grey, calcareous (11–12 % $CaCO_3$) and silty loess (Unit 3) with incorporated $CaCO_3$ concretions (Ø 5–6 cm). Unit 4 differs clearly from the underlying and overlying typical calcareous loess layers (Units 3 and 5) in the occurrence of reworked yellowish brown to grey silt loams and sandy layers, both containing Fe / Mn concretions and erosive and translocated structures. The uppermost laminated calcareous loess (Unit 5) of subsequence II is infiltrated with large calcareous nodules up to 15 cm in diameter and marks the boundary towards the overlying light brown reddish silt loam (Unit 6), with a tabular structure and a lower carbonate content compared to the loess sediments. Luminescence ages of the under- and overlying sediments confirm a gap of $\sim$ 100 ka between subsequence II and IV, implying deposition of SS II during MIS 6 (GI 146: 167.5 ± 21.9 ka). The overlying subsequence IV represents MIS 2 and is characterized by the alternation of yellow sandy loess sediments with

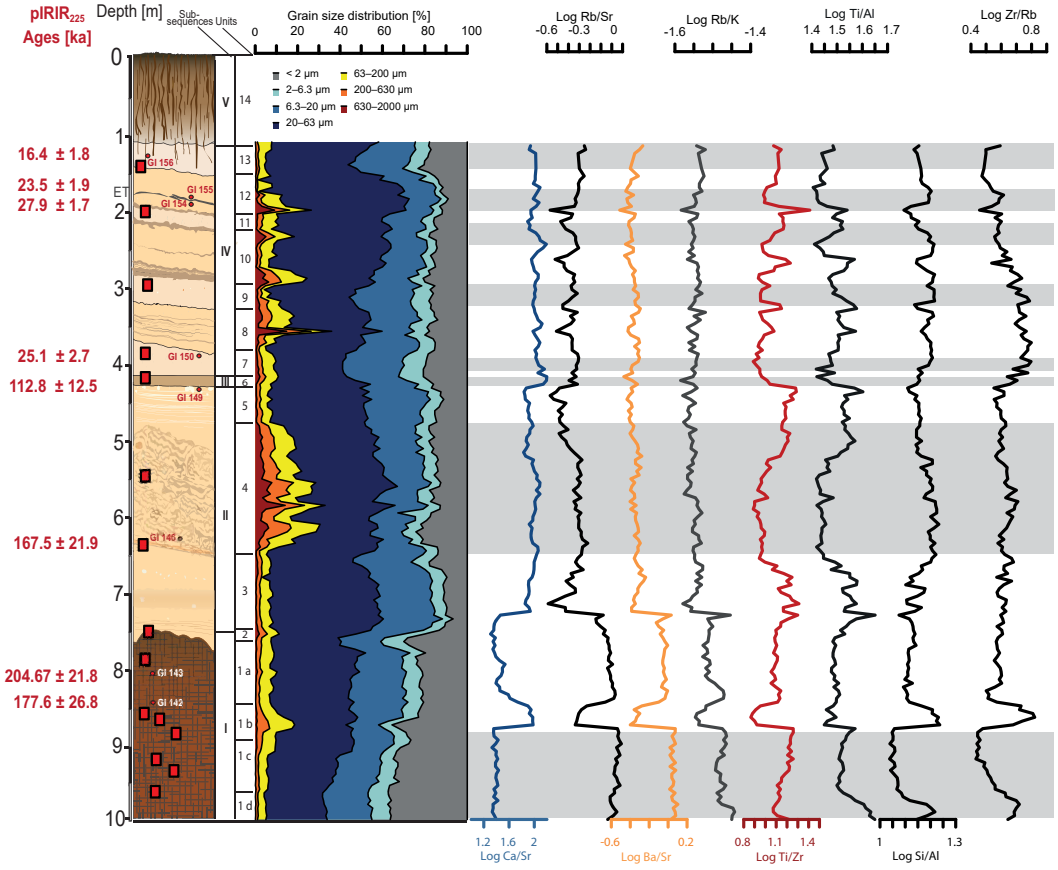


Figure 12. Grain size data, weathering and provenance indices at Münzenberg as derived from XRF data.

Table 4. Equivalent doses and post-IR IRSL dating results. The measurement column refers to the protocol used for age calculation; n is the number of aliquots used for D_e calculation. D_e is the equivalent dose. The post-IR $IRSL_{225}$ ages are considered to be the most reliable age estimates.

Sample	Depth (cm)	Measurement	n	D_e (Gy)	Uncorrected age (ka)
GI 156	140–145	$pIRIR_{225}$	6	53.0 ± 4.1	16.4 ± 1.8
GI 155	175–182	$pIRIR_{225}$	4	70.2 ± 4.0	23.5 ± 1.9
GI 154	188–194	$pIRIR_{225}$	7	82.6 ± 2.5	27.9 ± 1.7
GI 150	388–394	$pIRIR_{225}$	7	75.5 ± 5.3	25.1 ± 2.7
GI 149	442–451	$pIRIR_{225}$	8	350.8 ± 26.3	112.8 ± 12.5
GI 146	637–641	$pIRIR_{225}$	8	399.5 ± 46.7	167.5 ± 21.9
GI 143	802–805	$pIRIR_{225}$	8	601.9 ± 33.3	204.7 ± 21.8
		$MET\text{-}IR_{50}$	3	354.0 ± 27.6	120.4 ± 14.4
		$MET\text{-}pIRIR_{100}$	3	530.0 ± 29.0	180.2 ± 19.1
		$MET\text{-}pIRIR_{150}$	3	696.4 ± 69.0	236.8 ± 31.9
		$MET\text{-}pIRIR_{200}$	3	640.0 ± 61.6	217.6 ± 28.8
		$MET\text{-}pIRIR_{250}$	3	722.2 ± 25.2	245.6 ± 23.9
GI 142	820	$pIRIR_{225}$	6	506.1 ± 59.9	177.6 ± 26.8
		$MET\text{-}IR_{50}$	4	383.2 ± 54.2	134.5 ± 22.8
		$MET\text{-}pIRIR_{100}$	4	471.5 ± 82.6	165.5 ± 32.8
		$MET\text{-}pIRIR_{150}$	4	570.8 ± 48.7	200.3 ± 25.3
		$MET\text{-}pIRIR_{200}$	4	719.6 ± 122.2	252.5 ± 48.9
		$MET\text{-}pIRIR_{250}$	4	627.9 ± 59.1	220.3 ± 29.2

intercalated coarser brownish sand layers (Units 8, 10, 12) and greyish yellow horizons with higher silt and lower sand contents, reflecting incipient pedogenesis (Units 7, 9, 11, 13). Transitions between sandy loess and bleached tongue horizons are represented by disturbed boundaries accompanied by redepositional features, such as rounded Fe / Mn nodules and the highest coarse sand contents of the entire sequence. In the uppermost loess (Unit 12) a greyish-black layer of volcanic material 1–2 mm thin is observed, showing deformation features through solifluction processes. Based on the post-IR IRSL ages (GI 154 and GI 155), the volcanic ash layer can be attributed to the Eltville tephra, which serves as an important marker horizon and thus enables us to correlate the Münzenberg loess section with other sequences from central Germany containing this ash layer. The superimposed Unit 14 of subsequence V corresponds to the modern surface soil.

Data availability. Tables with primary data will be provided by the authors on request. See also www.hlnug.de/fileadmin/dokumente/geologie/geologie/guek300.pdf (HLUG, 2017).

Author contributions. JL wrote the major part of the article, led the fieldwork and sampling and carried out luminescence dating for the research areas Niederweimar and Niederwalgern. RS wrote the part on Münzenberg, led fieldwork and sampling and carried out all analyses at Münzenberg. LS carried out the palynology and CH carried out the heavy mineral analyses. DS co-led fieldwork, carried out pedological investigations and organized radiocarbon dating. VvD carried out grain size analyses and prepared profile drawings. MF is the main organiser of the research team and research content.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. We would like to thank Andrea Junge, Tilmann Wolpert and Manual Pappusch for helping with fieldwork. We also greatly acknowledge the work of Julian Herche who provided some of the figures. Manfred Fischer is thanked for providing radionuclide data, and Stefanie Menges and Thomas Kolb are thanked for editing work on the manuscript.

References

Antoine, P., Rousseau, D.-D., Moine, O., Kunesh, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., and Zöller, L.: Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany, Quaternary Sci. Rev., 28, 2955–2973, 2009.

Barron, V. and Torrent, J.: Use of the Kubelka – Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour, J. Soil Sci., 37, 499–510, 1986.

Bibus, E.: Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß, E&G Quaternary Sci. J., 25, 166–182, https://doi.org/10.3285/eg.25.1.14, 1974.

Bibus, E.: Zur geomorphologischen Fundsituation und Altersstellung der oberhessischen Geröllgeräte vom Münzenberger Typ, Rhein-Mainische Forschungen, 82, 179–203, 1976.

Bittmann, F.: Reconstruction of the Allerød vegetation of the Neuwied Basin, western Germany, and its surroundings at 12,900 cal B.P., Veg. Hist. Archaeobot., 16, 139–156, 2007.

Boenigk, W.: Schwermineralanalyse, 152 pp., Stuttgart (Enke), 1983.

Bos, J. A. A. and Urz, R.: Late Glacial and Early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen, central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people – pollen and macrofossil evidence, Veg. Hist. Archaeobot., 12, 19–36, 2003.

Buylaert, J. P., Murray, A. S., Thomsen, K. J., and Jain, M.: Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar, Radiat. Meas., 44, 560–565, 2009.

Freund, H. and Urz, R.: Ein frühweichselzeitliches Profil aus der Niederterrasse der mittleren Lahn (Weimar-Niederweimar, Hessen) – geologische, pollenanalytische und makrorestanalytische Untersuchungen, E&G Quaternary Sci. J., 50, 107–123, https://doi.org/10.3285/eg.50.1.08, 2000.

Haase, D., Fink, J., Haase, G., Ruske, R., Pecsi, M., Richter, H., Altermann, M., and Jäger, K.-D.: Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000, Quaternary Sci. Rev., 26, 1301–1312, 2007.

Heine, K.: Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Eine geomorphologische Studie, Bonner Geographische Abhandlungen, 42, 195 pp., Bonn, 1970.

Henningsen, D.: Schwerminerale vulkanischer Herkunft in quartären Flußablagerungen der Weser und Leine, E&G Quaternary Sci. J., 30, 63–72, https://doi.org/10.3285/eg.30.1.05, 1980.

Hilgers, A., Poetsch, A., and Semmel, A.: Jungpleistozäne und holozäne Böden und Bodenverlagerungen – ein Beispiel aus dem Taunusvorland bei Wiesbaden, Geologisches Jahrbuch Hessen, 130, 61–71, 2003.

HLUG: Geologische Übersichtskarte Hessen 1:300.000, 5. überarbeitete digitale Ausgabe, HLNUG, Wiesbaden, www.hlnug.de/fileadmin/dokumente/geologie/geologie/guek300.pdf (last access: 18 July 2018), 2007.

Houben, P.: Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion des fluvialen Systems auf jungquartäre Klimaänderungen. Eine Fallstudie aus der Hessischen Senke, Diss. Univ. Frankfurt am Main, 189 pp., Frankfurt, 2002.

Houben, P.: Sediment budget for five millennia of tillage in the Rockenberg catchment (Wetterau loess basin, Germany), Quaternary Sci. Rev., 52, 12–23, 2012.

Huckriede, R.: Der Untergrund des Deutschen Hauses und weitere geologische und urgeschichtliche Befunde in Marburg an der Lahn, Geologica et Palaeontologica, 6, 177–201, 1972.

Huckriede, R.: Paläoklimatische Aussagen neuer weichselzeitlicher Pflanzenfunde in Hessen und Tirol, Physische Geographie, 5, 37–38, 1982.

Kümmerle, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5518 Butzbach, HLFB, 214 pp., Wiesbaden, 1981.

Lang, A. and Nolte, S.: The chronology of Holocene alluvial sediments from the Wetterau, Germany, provided by optical and 14 C dating, The Holocene, 9, 207–214, 1999.

Mäckel, R.: Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung, E&G Quaternary Sci. J., 20, 138–174, https://doi.org/10.3285/eg.20.1.14, 1969.

Rittweger, H.: The "Black Floodplain Soil" in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe?, Catena, 41, 143–146, 2000.

Sabel, K. J.: Ursachen und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau (Hessen), Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten D, 3, 116 pp., 1982.

Schirmer, U.: Pollenstratigraphische Gliederung des Spätglazials im Rheinland, E&G Quaternary Sci. J., 49, 132–143, https://doi.org/10.3285/eg.49.1.09, 1999.

Schirmer, W.: Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm, Geologisches Jahrbuch, 71, 11–73, 1983.

Schönhals, E.: Ergebnisse bodenkundlicher Untersuchungen in der Hessischen Lößprovinz mit Beiträgen zur Genese des Würm-Lösses, Boden und Landschaft, 8, 251 pp., 1996.

Schrader, L.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5518 Butzbach, HLFB, 119 pp., Wiesbaden, 1978.

Semmel, A.: Der Laacher Bimstuff als Zeitmarke der Landschaftsentwicklung in der Wiesbadener Umgebung, Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, 124, 95–109, 2003.

Steup, R. and Fuchs, M.: The loess sequence at Münzenberg (Wetterau/Germany): A reinterpretation based on new luminescence dating results, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues, 61, 101–120, 2017.

Thiemeyer, H.: Die Schwermineralführung des Würmlößprofils Mainz-Weisenau, Geologisches Jahrbuch Hessen, 121, 181–186, 1993.

Urz, R.: Jung-Quartär im Auenbereich der mittleren Lahn – Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen zur Rekonstruktion vergangener Flusslandschaften, Dissertation, Universität Marburg/Lahn, 198 pp., 1995.

Urz, R.: Die jungpleistozäne Talfüllung der mittleren Lahn – ein Spiegel der kaltzeitlichen Klimaschwankungen im hessischen Mittelgebirge, Z. Geomorph. N.F., 47, 1–27, 2003.

van den Bogaard„ P.: $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12,900 yr BP): Chronostratigraphic and petrological significance, Earth Planet. Sc. Lett., 133, 163–174, 1995.

van Geel, B., Coope, G. R., and van der Hammen, T.: Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands), Rev. Palaeobot. Palyno., 60, 25–129, 1989.

Weninger, B. and Jöris, O.: Glacial Radiocarbon Age Calibration: the CalPal Program. Radiocarbon and Archaeology: 9–15, in: Radiocarbon and Archaeology, edited by: Higham, T., Bronk Ramsey, C., and Owen, C., Proceedings of the 4th Symposium, Oxford 2002, Oxford University School of Archaeology Monograph, 62, 9–15, 2004.

DEUQUA Spec. Pub., 1, 29–52, 2018
https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-29-2018
© Author(s) 2018. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

DEUQUA Special Publications

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

Christian Hoselmann[1], Tatjana Laupenmühlen[1], Jan Bohatý[2], Gudrun Radtke[1], Gesine Weber[3], and Michael Weidenfeller[4]

[1]Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden, Deutschland
[2]Landesamt für Denkmalpflege Hessen, hessenARCHÄOLOGIE, Schloss Biebrich/Ostflügel, 65203 Wiesbaden, Deutschland
[3]Kreis Offenbach, Untere Denkmalschutzbehörde/Archäologischer Denkmalschutz, Werner-Hilpert-Straße 1, 63128 Dietzenbach, Deutschland
[4]Landesamt 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): Fluviatile 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 fluviatilen 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 fluviatiler und limnisch-fluviatiler 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-fluviatile Sedimente abgelagert worden. Die pliozänen Sedimente werden durch limnisch-fluviatile Ablagerungen aus regionalen Liefergebieten geprägt. Lokal kommt es zur Bildung von Braunkohlen. Eine detaillierte lithostratigraphische Entwicklung im Paläogen und Neogen findet sich bei Grimm

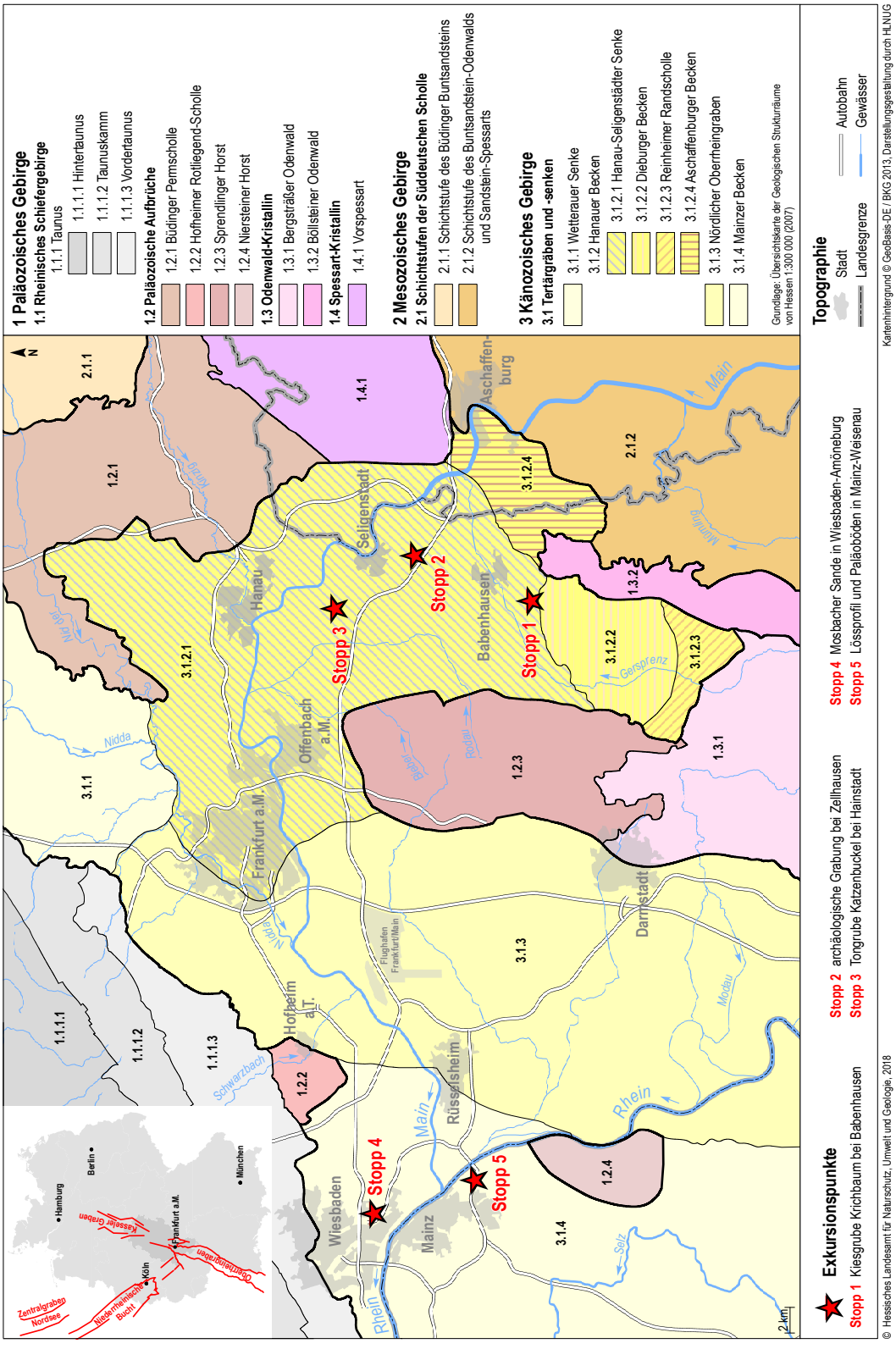


Abb. 1. Die geologischen Strukturräume im Exkursionsgebiet mit den einzelnen Stopps sowie den tektonischen Strukturen im westeuropäischen Riftsystem.

(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 nordwestlichen 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-Sande-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

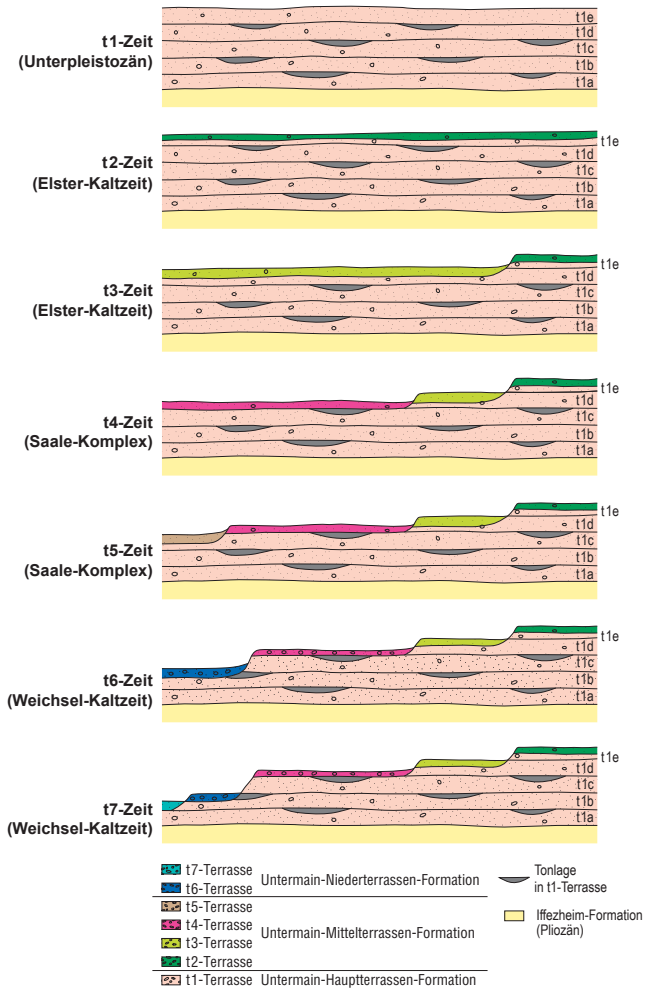


Abb. 2. Schema der Terrassenentwicklung des Mains im Bereich des Frankfurter Stadtwaldes (umgezeichnet nach Semmel, 2006). Zur Zeit der Akkumulation des mehrgliedrigen t1-Terrassekomplexes des Mains war der Raum Senkungsgebiet. In den Warmzeiten bildeten sich engräumige Flussrinnen, die mit Tonen, Schluffen 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 Lydite 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

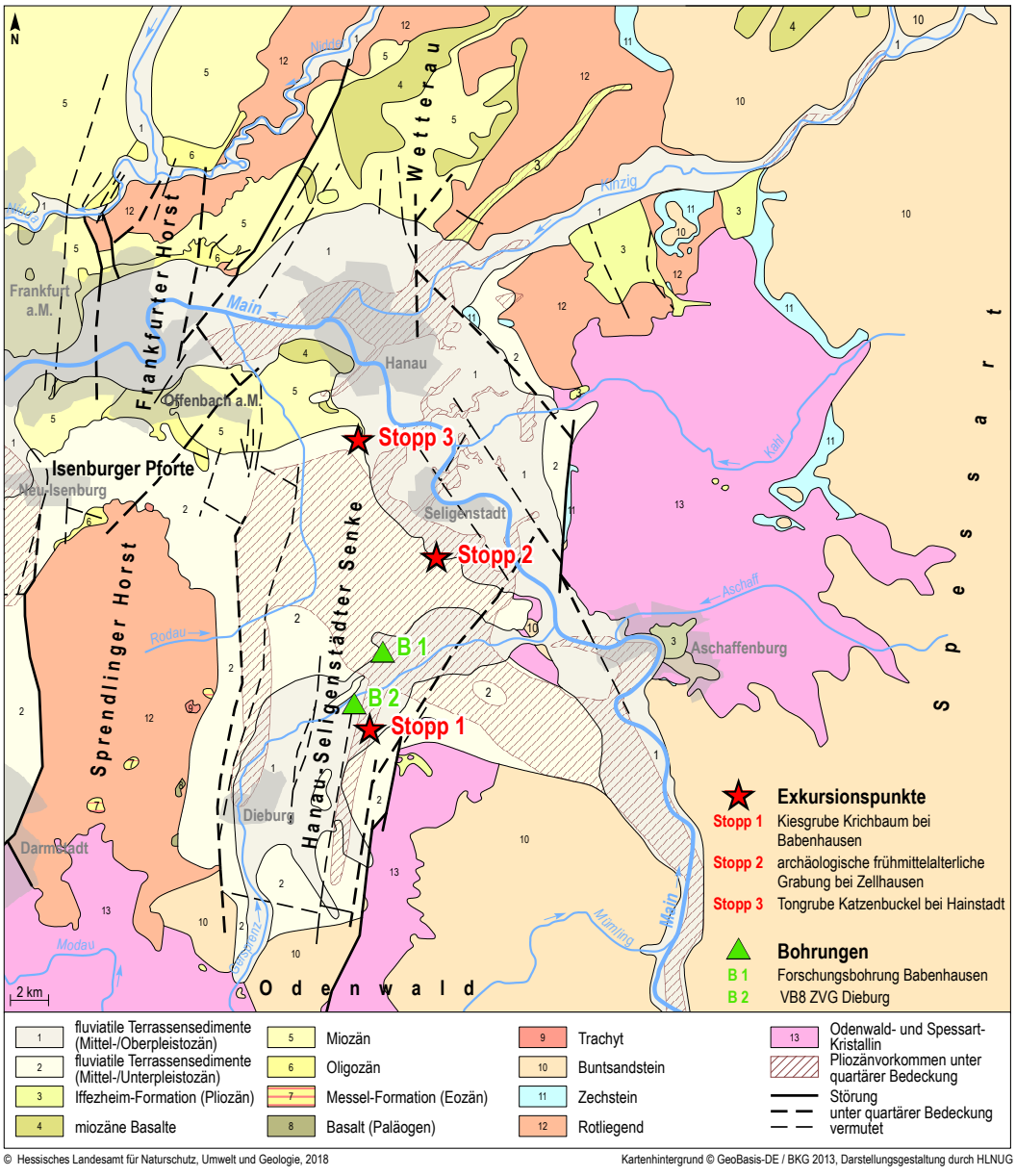


Abb. 3. Geologische Übersichtskarte des östlichen Rhein-Main-Gebietes (verändert nach Lang und Seidenschwann, 2012).

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

Die Mächtigkeit der unterpleistozänen t1-Terrasse beträgt maximal 40 m (Scheer, 1976), kann aber auch nur wenige Meter betragen. Häufig tritt im Untermaingebiet 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 TiO_2-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 (Semmel, 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 (Semmel, 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; Semmel, 1974). Häufig ist diese Terrasse sehr sandig ausgebildet; enthält aber nach Semmel hohe Anteile an Driftblöcken von Sandsteinen des Buntsandsteins mit Kantenlängen von über einem Meter. Dazu wurden innerhalb des Sedimentkörpers synsedimentäre 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 Kornvergröberung 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 (Semmel, 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 Babenhausen 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-

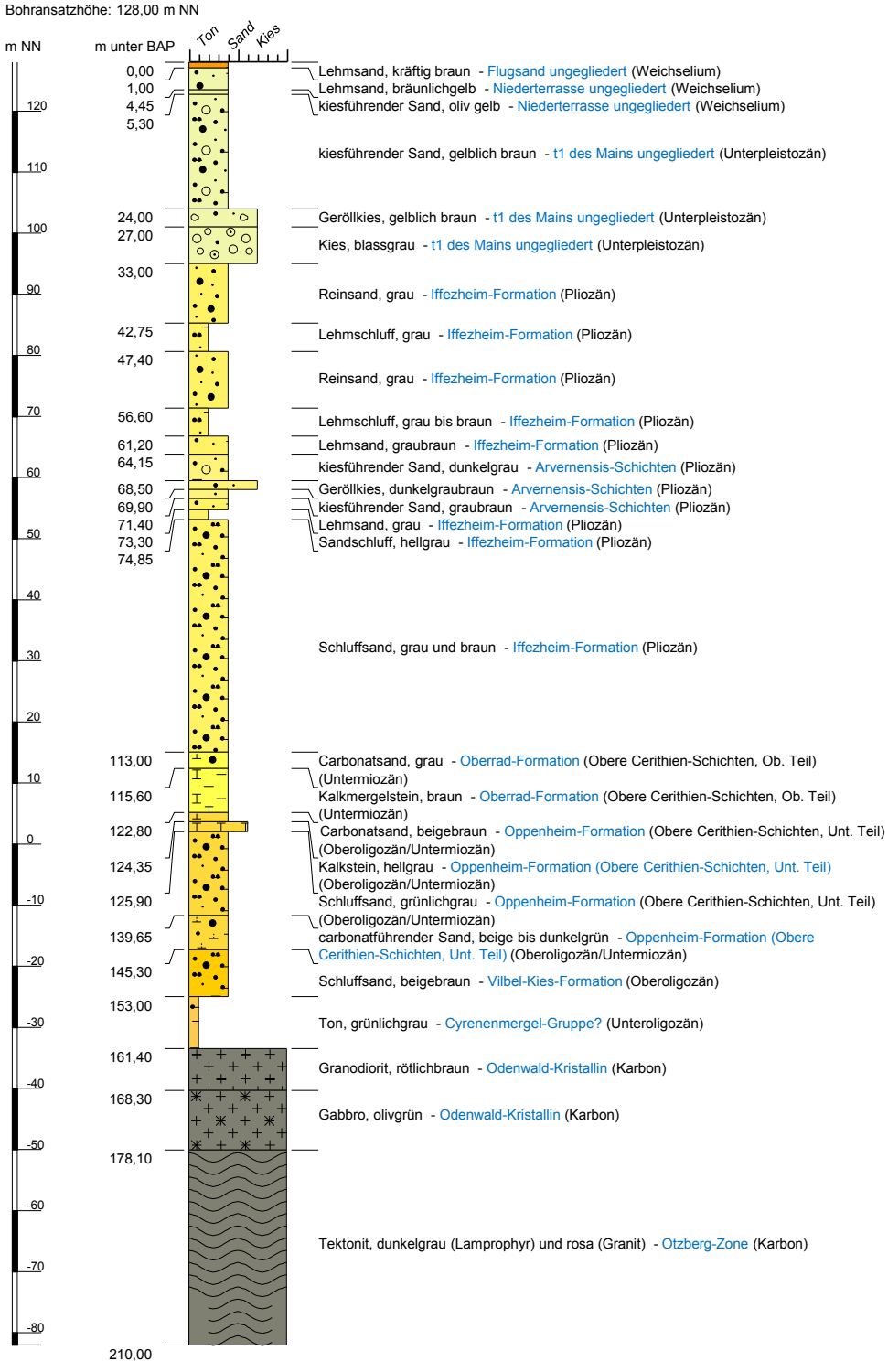


Abb. 4. Stark generalisiertes geologisches Profil der Forschungsbohrung nördlich von Babenhausen (R 3495591, H 5537260).

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	$1,2 \pm 0,2$	$4,6 \pm 0,5$	$1,86 \pm 0,09$	$2,46 \pm 0,1$	$48,8 \pm 2$	$19,8 \pm 1,2$
Her_Kri II 2	4,5 m	$1,5 \pm 0,1$	$4 \pm 0,5$	$1,84 \pm 0,09$	$2,42 \pm 0,1$	$58,2 \pm 2,3$	$24,0 \pm 1,4$
Her_Kri I 1	6,05 m	$1,6 \pm 0,2$	$6,3 \pm 0,6$	$1,73 \pm 0,09$	$2,41 \pm 0,11$	$53,6 \pm 2,1$	$22,3 \pm 1,3$

tonit des Odenwald-Kristallins und der Otzberg-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-

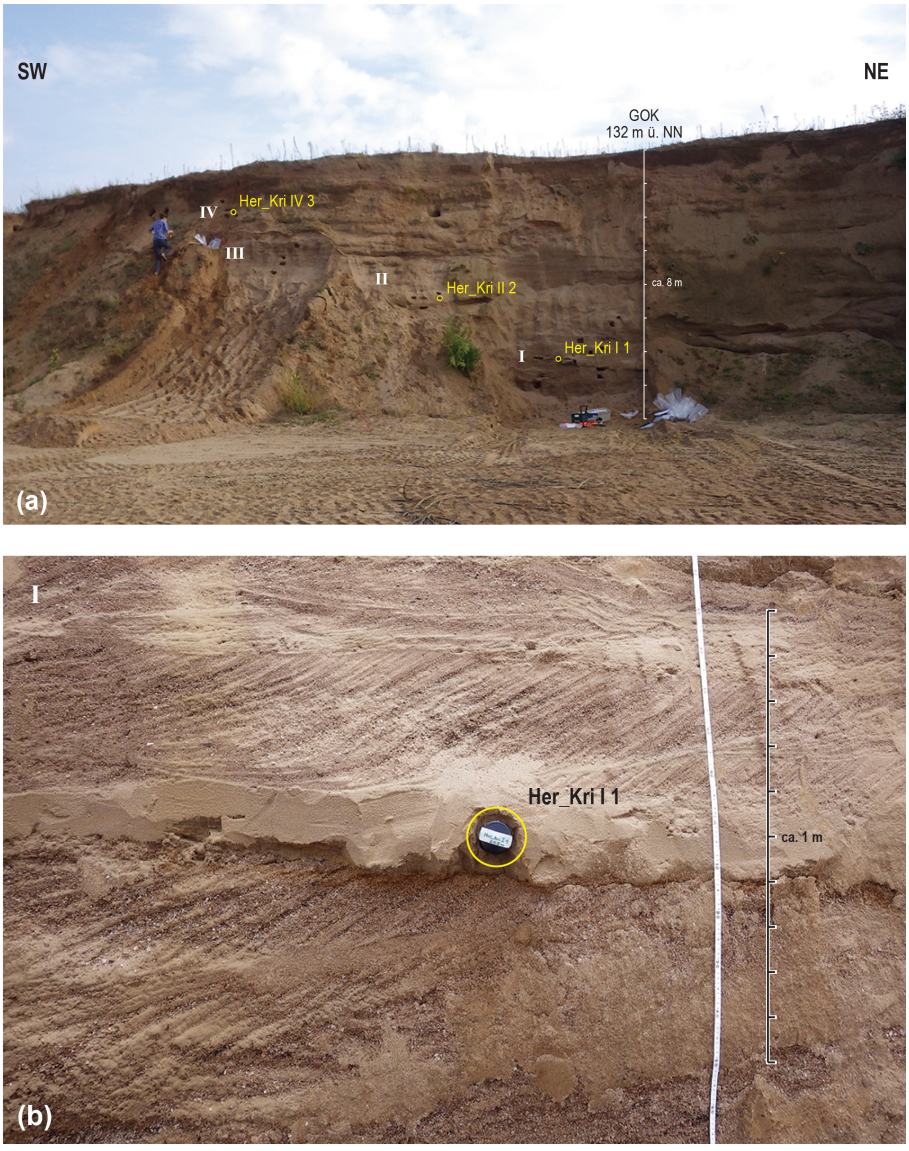


Abb. 5. **(a)** Übersichtsfoto der Abbauwand in der Kiesgrube Krichbaum bei Babenhausen – in dem Foto sind die vier Profilabschnitte I–V sowie die Probenentnahmepunkte für die Lumineszenzdatierungen (Her_Kri I 1 etc.) vermerkt. **(b)** Detailausschnitt aus dem Profilabschnitt I mit schräggeschichteten 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 Denkmalschutzbehörde 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).



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

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 römerzeitlichen Fundstücken 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 $7,40 \times 4,90$ 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. Heidelberg, 2016) bzw. 925 bis 937 ± 10 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 Umwehrung 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 baufällig gewordene unterkellerte Gebäude aufgegeben, um das Ganze zu einer wehrhaften Befestigung auszubauen.

Der Bau der Wehrmauer, die immerhin fast 10 000 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 Spessartrand 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 Knochenschnitzer 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 ($> 1\,km^2$), 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 denen 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 TiO_2-Gruppe. Hinzu kommen bis zu 48 % Staurolith,

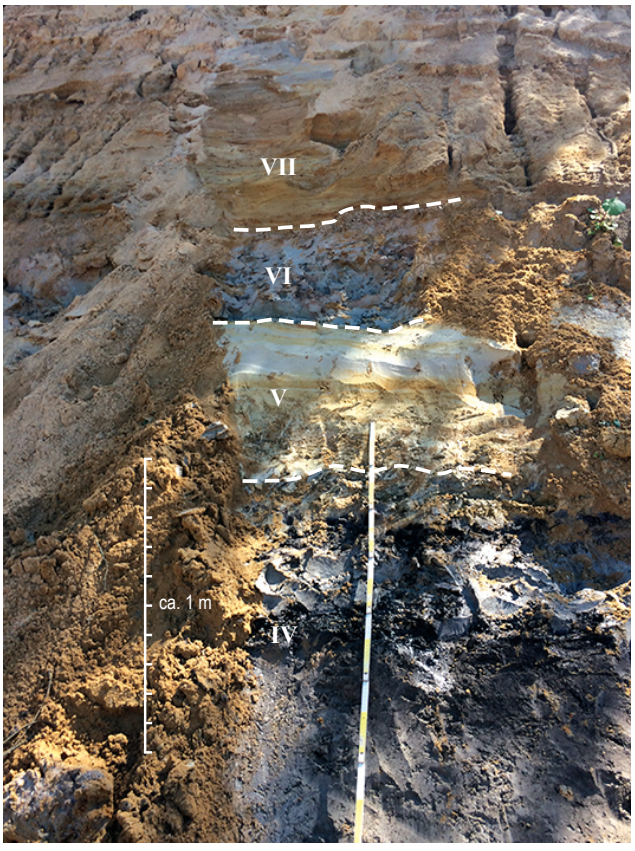


Abb. 9. Ausschnitt aus der Sedimentabfolge der Tongrube am Katzenbuckel. Die einzelnen Profilabschnitte beschreiben: IV = limnisch-fluviatile, holzführende Torfe und stark humose Tone; V = stark gebleichte, glimmerführende, fluviatile Sande; VI = limnisch-fluviatile, schluffige Tone und VII = oxidierte,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

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 Mainschottern 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* (Sumpfzypressen), *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 Flussauen 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 Flussauen 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 Abbaugebiet 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)

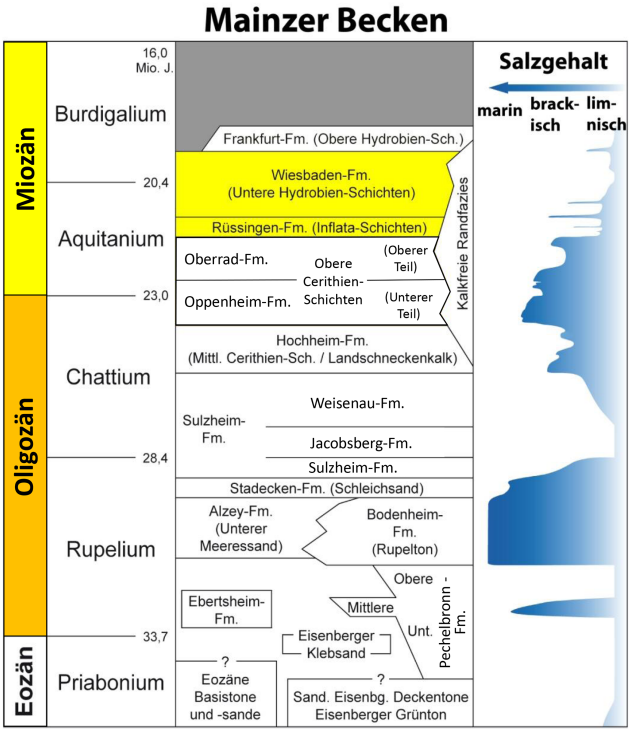


Abb. 10. Überblick zur Stratigraphie des Mainzer Becken mit Lage der marinen Ingressionen (nach Försterling und Radtke, 2012, verändert); in Gelb: aufgeschlossene Formationen im Dyckerhoff-Steinbruch.

- 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

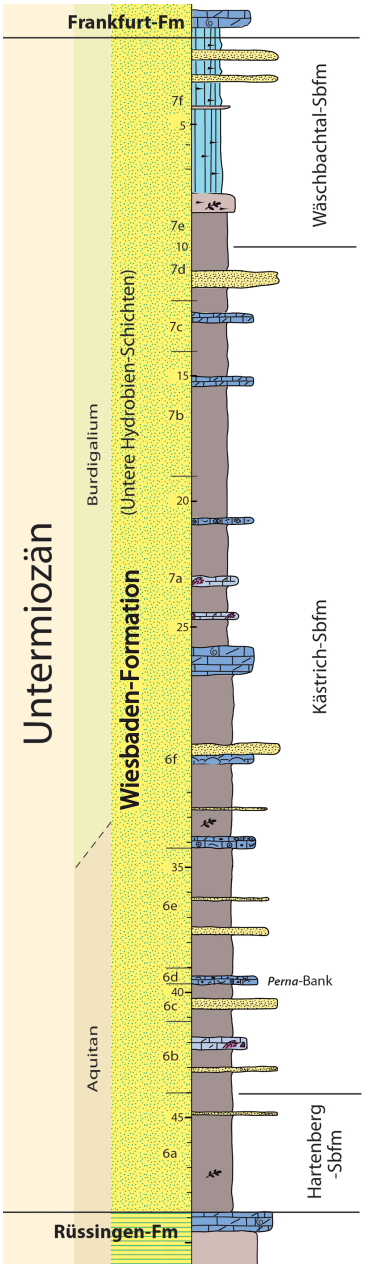


Abb. 11. Standardprofil der Wiesbaden-Fm mit Subformationen (nach Radtke, 2007, verändert).

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 (-Sbfm) (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 Fischskelette 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 Ablagerungsbereich 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 miocaenica* und *H. lienenklausi* hin. Wichtig zur biostratigraphischen Einordnung sind Characeen-Funde (verkalkte Oogonien von Süßwasseralgen) mit der erstmals vorkommenden Leitart *Stephanochara berdotensis*, die Mittel- bis Spätaquitanium 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 vereinzelten 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 eingeschwemmte 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 Trockenrisse, 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.



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

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 Algenrif-

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 Hydrobien (lumps) (s.a. Grimm und Grimm, 2003; Keller und Radtke, 2007). Die Wäschbachtal-Sbfm wird aufgrund hangender 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 Koenigswald 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 obertägig abgebaut – so z. B. in den historischen Gruben beidseits der Biebricher Allee (Bereich Adolfshöhe). Von dort – und aus dem südlichen Salzbachtal – stammen auch die ersten Fossilfunde aus den Mosbacher Sanden. Der industrielle Abbau der Kalke und Sande verlagerte sich im Laufe der

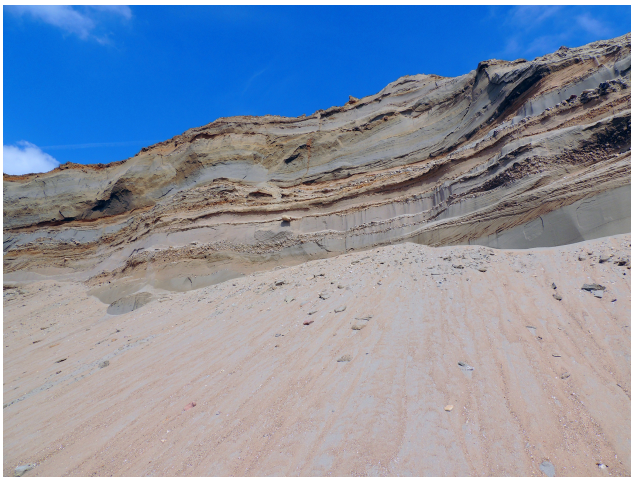


Abb. 13. Fotoimpression der fluviatilen Sedimente der mittelpleistozänen Haupt-Mosbach-Subformation (Hoselmann, 2007a) des paläontologischen Bodendenkmals „Mosbach-Sande, Steinbruch Ostfeld“. (Foto: Jan Bohatý)

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 Tertiärmeeres führten die Flüsse, die Solifluktion sowie weitere klimatologisch bedingte Verwitterungsprozesse in der Zeit zwi-

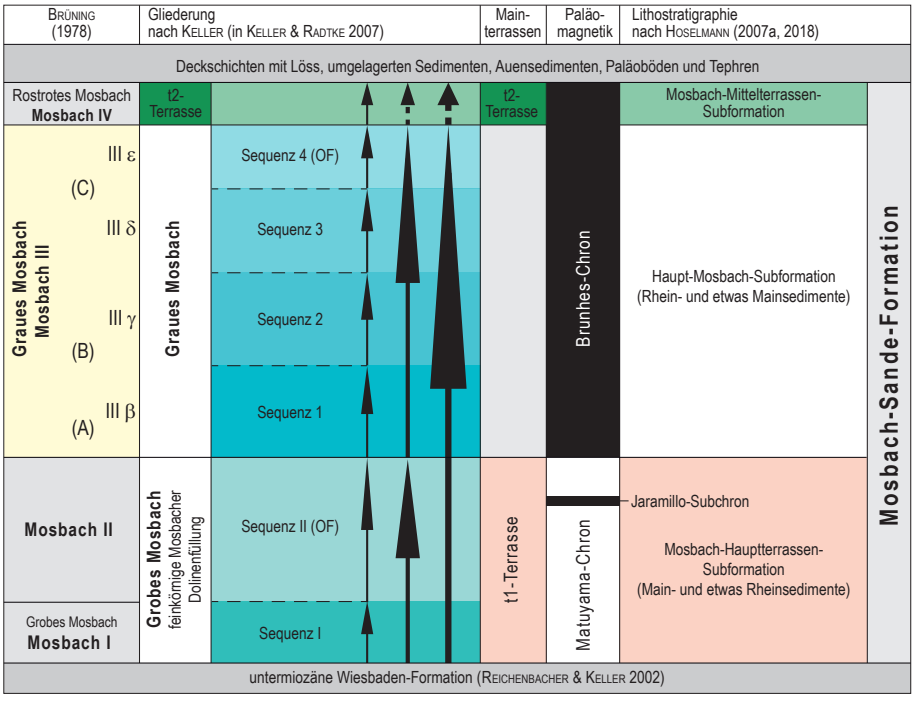


Abb. 14. Schematische Untergliederung der Mosbacher Sande (umgezeichnet nach Keller in Keller und Radtke, 2007) mit einer zyklothemischen Gliederung (kurze Pfeile: Kleinzyklen – längere Pfeile: übergeordnete Zyklen – OF = Overbank-Fine); im Grauen Mosbach werden vier Sequenzen nachgewiesen, die einzelnen 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 Maines 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 Fossillagerstätte von überregionaler Bedeutung. In dieses 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 Nashorngattung *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 Gesamtfauna 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)

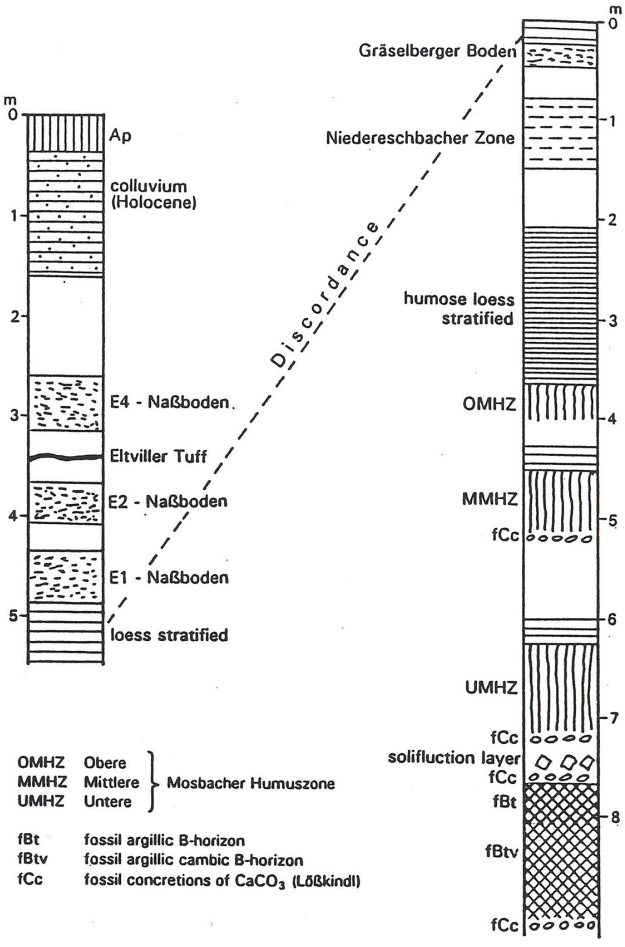


Abb. 17. Würmlössprofil in Mainz-Weisenau aus Semmel (1999c).

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

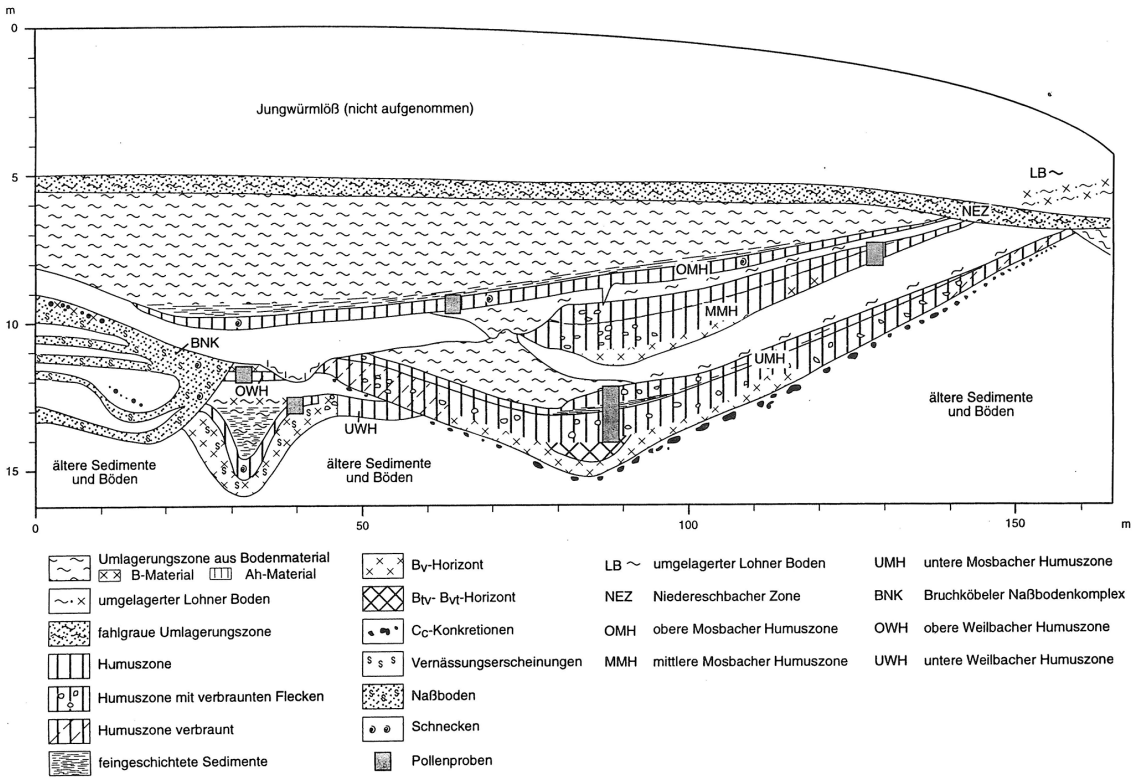


Abb. 18. Horizontabfolge des Altwürmabschnittes in Dellenposition (aus Bibus et al., 1996).

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 Untersuchen 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 zwischengeschaltetem Löss belegen, dass es sich in Weisenau um den Altwürmabschnitt 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)

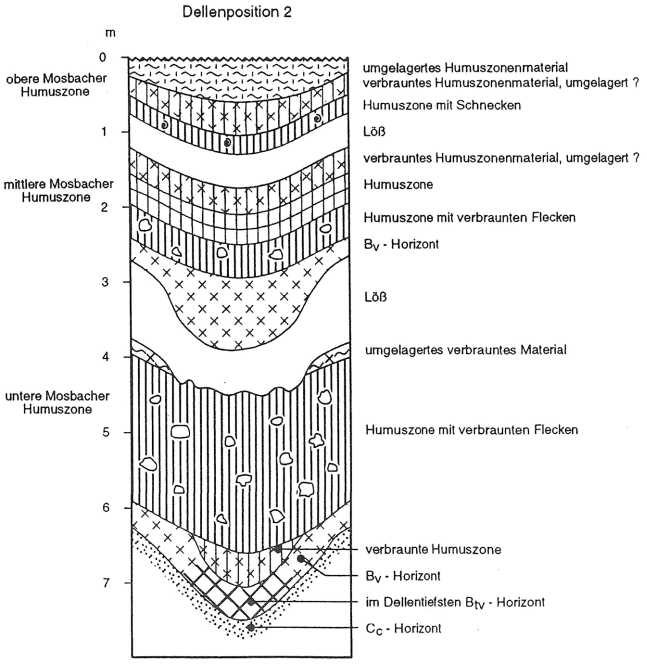


Abb. 20. Altwürmabfolge in Dellenposition, Profil Mainz-Weisenau (aus Bibus et al., 1996).

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 (Semmel, 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 des Eltville Tuffes folgt der blassgraue, schwach humose E4-Nassboden (Semmel, 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 Humuszonenbildung 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 Tondurchschlämmung, 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.

The Supplement related to this article is available online at 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 Rißabschnitt 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 Salzbachtal, 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.: Medevial 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 kalktertiäre 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 Vorspessarts, 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 erschienen 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, https://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, https://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-Kriftel-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. Palaeocl., 466, 240–251, 2017.

DEUQUA Spec. Pub., 1, 53–77, 2018
https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-53-2018
© Author(s) 2018. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Open Access DEUQUA Special Publications

Field Trip D (27 September 2018): characteristics and development of the Mesozoic–Tertiary weathering mantle and Pleistocene periglacial slope deposits in the Hintertaunus mountainous region

Peter Felix-Henningsen

Institut f. Bodenkunde und Bodenerhaltung, Justus-Liebig-Universität Gießen, Heinrich-Buff-Ring 26, 35392 Gießen, Germany

Correspondence: Peter Felix-Henningsen (peter.felix-h@umwelt.uni-giessen.de)

Relevant dates: Published: 20 August 2018

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

Abstract: The Devonian slates and sandstones of the Rhenish Massif were subject to deep and intensive weathering under (sub)tropical climate conditions during the Cretaceous, the Paleogene and the Neogene, which caused the development of a weathering mantle (regolith) > 100 m thick, consisting of kaolinitic saprolite and paleosols as well as correlated sediments. Especially the tectonic uplift of the Rhenish Massif and climate change during the Neogene and the Pleistocene led to a vast denudation of the weathering mantle. Only in less uplifted areas of the mountainous region did thick remnants of saprolites remain, and they were covered by Neogene sediments as well as Quaternary periglacial slope deposits. As the kaolinitic weathering products serve as raw materials for the clay industry, unique exposures are available in the Hintertaunus which offer impressive insights into the landscape development of the past ~ 80 million years: the excursion proceeds from Giessen to Limburg and further south and southwest to the eastern and western Hintertaunus area. At site 1 near the village of Langhecke, characteristics and properties of the fresh, unweathered slates will be demonstrated. Excursion sites 2 and 3 are situated near the village of Eisenbach. In two open-cast clay mines, both a terrestrial and a semi-terrestrial saprolite from silt slate, covered by periglacial layers, are exposed. Properties and genesis will be discussed on the basis of morphological characteristics and mineralogical and geochemical analyses, as well as isovolumetric elemental mass balances. At site 4 a former basalt quarry near the village of Biebrich exposes a Paleogene Plinthosol above saprolite. The autochthonous paleosol was preserved below Upper Oligocene basalt tuff and periglacial layers. Site 5 is situated within a huge pit for mining of Upper Oligocene to Miocene quartz gravel near the village of Wasenbach. A Miocene Plinthosol developed from alluvial sediments on top of the gravel beds and was covered by periglacial slope deposits. At nearly all sites the basal layers of the periglacial cover beds consist of kaolinitic paleosol/saprolite material, which has an important influence on the site properties of the Holocene soils.

Kurzfassung:

Unter (sub-)tropischen Klimabedingungen während der Kreidezeit, sowie im Paläogen und Neogen, waren die devonischen Schiefer und Sandsteine einer intensiven Verwitterung ausgesetzt durch die eine > 100 m mächtige Verwitterungsdecke (Regolith) aus kaolinitischen Saprolitzonen, Paläoböden und korrelaten Sedimenten entstand. Tektonische Hebung des Rheinischen Schiefergebirges und Klimawechsel im Neogen und Pleistozän führten dazu, dass die Verwitterungsdecke in weiten Bereich wieder abgetragen wurde. Nur in den schwächer gehobenen Gebieten des Mittelgebirges, wie im Hintertaunus, blieben mächtige Reste der Verwitterungsdecke erhalten, die von neogenen Sedimenten und quartären periglazialen Deckschichten überlagert wurden. Da die kaolinitischen Verwitterungsprodukte wertvolle Rohstoffe für die Tonindustrie darstellen, entstanden im Hintertaunus einzigartige Aufschlüsse, an denen die Landschaftsentwicklung der vergangenen 80 Mio. Jahre eindrucksvoll sichtbar wird:

Die Exkursion führt von Gießen nach Limburg und von dort nach S und SW in den östlichen und westlichen Hintertaunus. Am Exkursionspunkt 1, bei der Ortschaft Langhecke, werden die Merkmale und Eigenschaften der frischen, unverwitterten Schiefer demonstriert. Die Exkursionspunkte 2 und 3 befinden sich nahe der Ortschaft Eisenbach. In zwei Tongruben sind ein terrestrischer und ein semiterrestrischer Saprolit aus Schluffschiefer aufgeschlossen, die von periglaziären Deckschichten überlagert werden. Auf Basis der morphologischen Merkmale, der mineralogischen und geochemischen Analysendaten sowie den Ergebnissen isovolumetrischer Massenbilanzen werden die Eigenschaften und Genese der Verwitterungsdecke und ihre Überprägung im Pleistozän diskutiert. Am Standort 4, nahe der Ortschaft Biebrich, ist in einem ehemaligen Steinbruch ein autochthoner Plinthosol aus dem Paläogen aufgeschlossen, der unter oberoligozänem Basalttuff konserviert und von gegliederten periglaziären Deckschichten überlagert wurde. Exkursionspunkt 5 befindet sich in einem großen Kiesabbau nahe der Ortschaft Wasenbach, in dem oberoligozäne – untermiozäne Quarzschotter und -sande des Vallendar-Flusssystems abgebaut werden. Ein miozäner Plinthosol entstand aus Hochflutsedimenten oberhalb der fluviatilen Kiese und wurde von periglaziären Deckschichten überlagert. Deren Basislage besteht hier, wie an den anderen Standorten, aus dem kaolinitischen Substrat des unterlagernden Saprolits/Paläobodens und hat damit einen bedeutenden Einfluss auf die Standorteigenschaften der holozänen Böden.

1 Introduction

The bedrock areas in mountainous regions of Middle Europe, which was a continent during the Mesozoic and Tertiary, were subject to deep weathering under (sub)tropical humid climate conditions, which caused the formation of a kaolinitic weathering mantle tens to hundreds of metres thick, consisting of a paleosol above saprolite (Fig. 1). Details about distribution and genesis as well as comprehensive references are published in Felix-Henningsen (1990, 1994, 2015).

Due to tectonic uplift of the former planation plains and climate changes during the Neogene and the Quaternary, the Mesozoic–Tertiary weathering mantle (MTV) was in part or completely subject to erosion. Especially the strong uplift during the Quaternary and periglacial conditions during the cold periods strongly supported the removal of the weathering mantle and led to the expansion of a sequence of periglacial layers above the truncated weathering mantle (Felix-Henningsen et al., 1991; Sauer and Felix-Henningsen, 2006, Fig. 2). Only in areas with weaker tectonic uplift did more or less thick remnants of the weathering mantle remain.

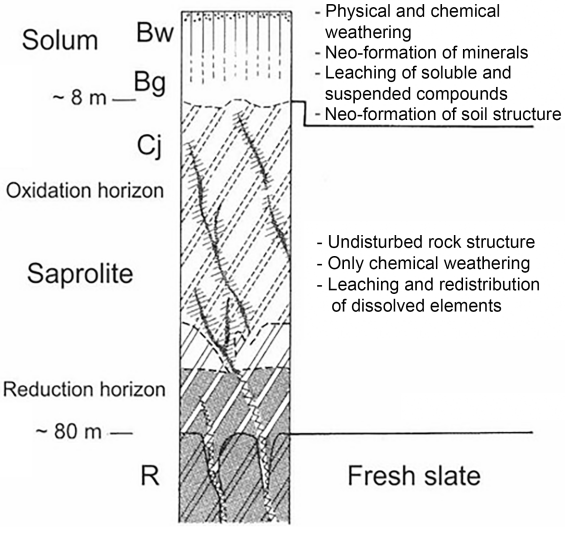


Figure 1. Organization of the complete Mesozoic–Tertiary weathering mantle (MTV) of the Rhenish Massif with the units fresh rock, saprolite and solum.

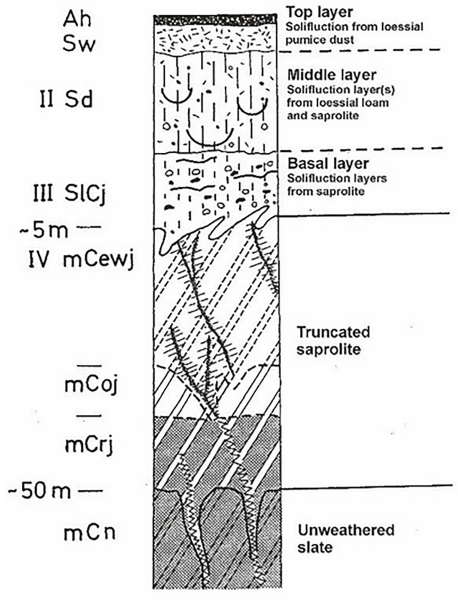


Figure 2. Organization of the more or less denudated Mesozoic–Tertiary weathering mantle (MTV) of the Rhenish Massif on remnants of the planation planes, covered by Pleistocene periglacial layers (top layer is referred to as "main layer" in the text).



Figure 3. Saprolite of the Mesozoic–Tertiary weathering mantle with interfingered transition between the white, bleached oxidation horizon and the black reduction horizon below. The saprolite of both horizons displays a well-preserved rock structure, but it is soft and friable.

Autochthonous kaolinitic paleosols of Cretaceous to Neogene age show characteristics of soils of the modern tropical regions (e.g. Ferralsols, Plinthosols). They developed at the former land surface by processes of soil formation, such as chemical and physical weathering and bioturbation. Remnants of such paleosols occur in small areas, protected against erosion by a cover of Tertiary sediments or volcanic rocks (Fig. 4).

Saprolites developed below the paleosols when the weathering front exceeded the depth of the soil. They are exclu-

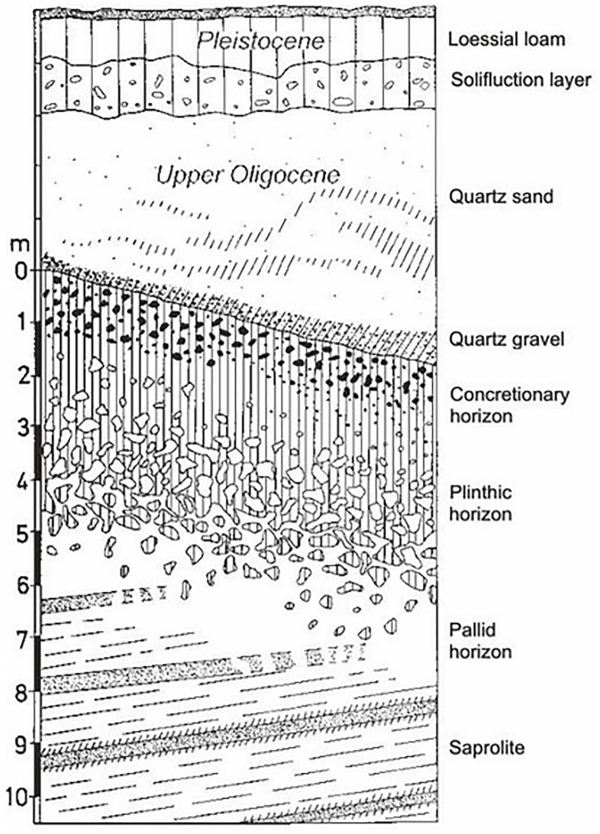


Figure 4. Pre-Upper Oligocene fossil ferrallitic Plinthosol above saprolite from silt slate, covered by Upper Oligocene fluvial sediments and periglacial layers, near Bengen, Rhenish Massif (for details see Felix-Henningsen and Wiechmann, 1985).

sively chemically weathered bedrock and show the preserved rock structure because with increasing depth of the weathering front the physical forces (swelling and shrinkage, rooting, bioturbation, frost pressure) intermitted, while dissolution of minerals and leaching of elements under sufficient precipitation proceeded unhampered (Fig. 1).

The excursion aims to present unique sections of the thick weathering mantle in the Hintertaunus (literal: back of the Taunus) region, which is a part of the eastern Rhenish Massif (Fig. 6), in order to discuss properties and genesis, as well as the Quaternary superimposition and the consequence for the site properties of Holocene soils. Due to a lesser tectonic uplift and weak denudation of the Cretaceous to Paleogene planation areas, more or less thicker remnants of the weathering mantle are well preserved. The excursion presents fresh slates as parent rock as well as unique exposures of terrestrial and semi-terrestrial saprolites and autochthonous paleosols of Paleogene and Miocene age. Furthermore, periglacial superficial layers above saprolite and paleosols, exposed in deep profiles, allow insight into the processes of periglacial overprinting of the MTV. In detail, the following topics will be presented and discussed:

Table 1. Geological development of the Rhenish Massif since the Mesozoic.

Era	Formation	Series	Start (Ma)	Geomorphological processes	Climate
Cenozoic	Quaternary	Holocene	0.01	weathering, erosion, especially of unconsolidated material	moderate humid
		Pleistocene	2.8	East Eifel volcanism, formation of the transverse valley of the Rhine river through the Rhenish Massif, strong tectonical uplift, formation of river terraces and periglacial layers	alternation of cold periglacial periods and moderately warm interglacial periods
	Tertiary	Pliocene	5	weak tectonical uplift, weathering and strong denudation of the old weathering mantle due to climatic change, deposition of quartz gravels at river terraces	change from warm humid to moderate humid, warm arid phases
	Neogene	Miocene	23	volcanism (e.g. Vogelsberg), phase of kaolinitic deep weathering, denudation, sedimentation of kaolinitic clays formation of the recent river system	warm humid, warm arid phases
	Tertiary Paleogene	Oligocene	38	strong tectonic uplift, formation of fault blocks and fault troughs, weathering and denudation, sedimentation of kaolinitic clays western Eifel volcanism, sub-volcanoes of the Siebengebirge	warm humid with moderate and arid phases
		Eocene	55	peneplanation, kaolinitic deep weathering and soil formation, phases of tectonic uplift with denudation of soils and sedimentation of kaolinitic clays.	warm humid, warm arid phases
		Palaeocene	65	peneplanation, kaolinitic deep weathering and soil formation	warm humid
Mesozoic	Cretaceous	Upper Lower	100 145	peneplanation, deep weathering, marine transgressions at the margins of the Rhenish Massif	warm humid

- characteristics, properties and mineralogical composition of Lower Devonian slates as parent rock of the MTV;
- morphological characteristics as well as geochemical and mineralogical properties of different saprolite zones and their genesis;
- characteristics, properties, genesis and classification of autochthonous kaolinitic paleosols of Paleogene and Miocene age;
- organization, stratigraphy and properties of periglacial layers;
- demonstration and discussion of methodological approaches of clay mineral analyses and isovolumetric element mass balances.

2 The excursion area

2.1 Geomorphology of the Hintertaunus region

Table 1 shows the timescale of the geological development of the Rhenish Massif. Of specific interest for the topic of this excursion is the younger geologic history of the past 195 Ma from the Cretaceous to the Holocene. The Taunus forms the tectonically uparched, south-eastern part of the middle mountains, separated by the Lahn syncline from the Westerwald in the north. The Hintertaunus area slants down from the High Taunus (up to 879 m a.s.l.) in a north-eastern direction to the Lahn valley at Limburg (113 m a.s.l.). The crest of the High Taunus consists of massive Taunus quartzite (upper Siegen, lowest Lower Devonian), followed to the north and north-west by Hunsrück slates from marine silt and fine sand. North of the village of Eisenbach at the edge of the Limburg basin the bedrock changes narrowly with clay slate and quartzite of the Upper Ems and calcareous slates, diabase and marine tuffs (Schalstein) of the Middle and Upper Devonian (Felix-Henningsen and Requadt, 1985). In the western Hintertaunus alternating layers of quarzitic Paleogene sandstones, silt slates and marine tuffs represent the Lower Devonian rocks, locally mounted by Eocene to Lower Miocene volcanoes (Müller, 1973).

In a paleo-river system, which existed from the middle Eocene to the Upper Oligocene, fluvial milky quartz gravels (Vallendar gravel) were deposited in valleys and basins, where they reached a thickness of up to several tens of me-

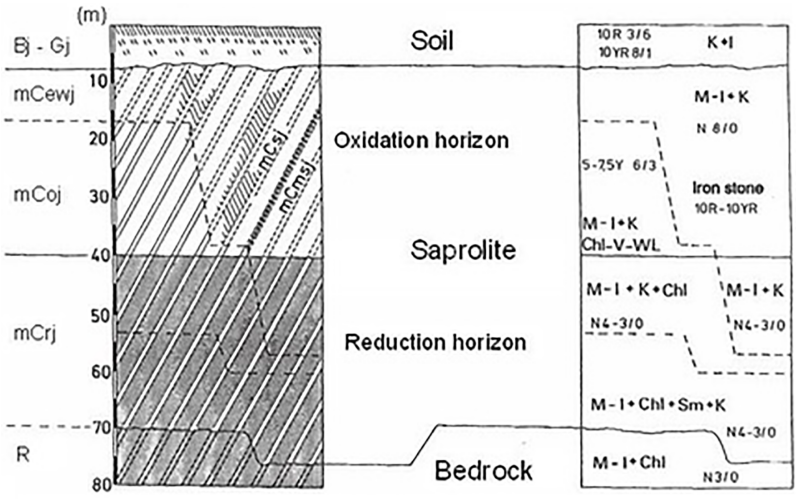


Figure 5. Morphological and mineralogical organization of the Mesozoic–Tertiary weathering mantle (MTV) of the Rhenish Massif. Bj-Gj is terrestrial or semi-terrestrial fersiallitic soil horizons, mCewj is bleached saprolite, mCoj is oxidized saprolite, mCrj is reduced saprolite and R is fresh rock; K is kaolinite, I is illite, M is muscovite, Chl-V-WL is chlorite–vermiculite mixed layer minerals, Sm is smectite and Chl is chlorite.

tres (Ahlburg, 1915; Löhnertz, 1978; Andres et al., 1974; Semmel, 1984). In the western Rhenish Massif the paleo-river course can be traced parallel to the Mosel river down to the tectonical basin of Neuwied (Semmel, 1984). Requadt (1990) concludes that the Vallendar gravels were originally deposited as sediments of a Middle to Upper Oligocene (33–30 Ma) marine transgression advancing from the Mainz basin in the south of the Rhenish Massif towards the north. In this period, a connection existed between the northern alpine Molasse basin through the Upper Rhine fault trough and the Hessian basin to the North Atlantic (Walter, 1995). In a second phase, during tectonic uplift of the area, the eroded material of the weathering mantle was repeatedly redistributed and finally deposited in river valleys. Requadt and Buhr (1989) identified five terraces with deposits of milky quartz gravel in different altitudes adjacent to the lower Lahn valley. The tectonic uplift during the Pliocene favoured the fluvial dissection of the excursion area, which led to erosion of a great part of the Vallendar gravel and the underlying weathering mantle (Andres et al., 1974). Periglacial solifluction during the Upper Pleistocene caused extensive redistribution of the exposed paleosols, saprolites and Vallendar gravel and the formation of the basal layer. On flat slopes and in plain areas, loess, deposited during the glacial and afterwards partly redistributed by solifluction, remained as the middle layer. Area-wide, an upper layer of redistributed loess, mixed with pumice of the Laacher See volcano eruption, was deposited by eolian sedimentation and solifluction during the Younger Dryas period (Felix-Henningsen et al., 1991). Thick loess deposits within the basins of Limburg and Idstein were the parent material of fertile Holocene Luvisols, intensively used by agriculture.

The rivers Aar, Wörsbach and Emsbach (from west to east) are tributaries of the lower Lahn river, which drain the excursion area. The average annual temperatures are 8.5 to 9 °C in lower altitudes and about 7 °C above 500 m a.s.l. Annual precipitation amounts to 650–750 mm.

2.2 The Mesozoic–Tertiary weathering mantle

The bedrock of the Rhenish Massif consists of Devonian slates and sandstones, which are exposed to continental conditions at least since the Jurassic. During this period of about 200 Ma in total, discrete phases, each of Ma duration with (sub)tropical humid (Cretaceous and Paleogene, middle Miocene), semi-arid (Upper Oligocene, Lower Miocene), subtropical to moderate (Neogene) and moderate to arctic climate (Quaternary), influenced the development of the weathering mantle, paleosols and relief forms. In periods of millions of years with a humid (sub)tropical climate during the Upper Cretaceous and Tertiary, a saprolite more than 150 m thick (Spies, 1986) developed below a kaolinitic paleosol (Figs. 1 and 4), when the weathering front advanced with a higher rate to greater depths than the lowering of the land surface by erosion. The progression of the weathering front to greater depths on crystalline rocks shows rates of 1 to 5 cm in 1000 years under recent humid tropical climate conditions (references in Felix-Henningsen, 2015). Therefore, saprolites testify to periods lasting millions of years with warm humid climatic conditions, high weathering intensity and an extremely stable land surface due to a dense vegetation cover.

The occurrence of the MTV is bound to planation plains, which developed by extensive denudation during the Cretaceous until the Paleogene. Their remnants are preserved in weaker uplifted areas of the Rhenish Massif, mainly at the

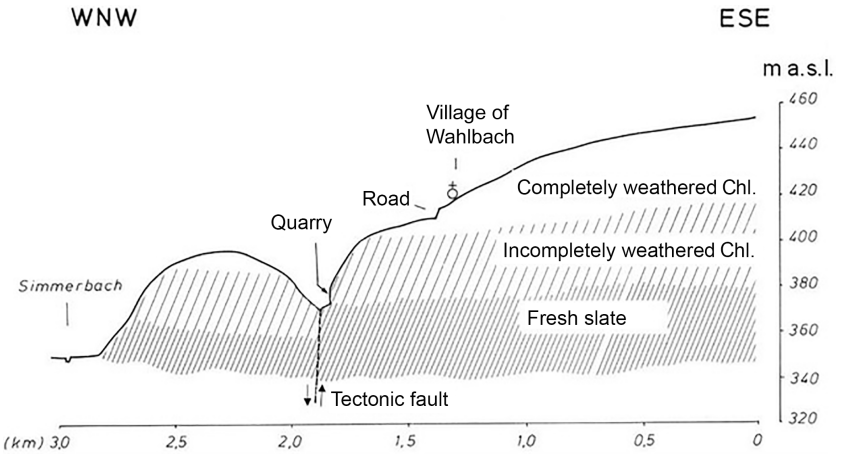


Figure 6. Simple classification of the weathering intensity of saprolite from Devonian slates of the Rhenish Massif (used for mapping and geomorphological investigations; example is from the dissected planation plane of the Hunsrück area): an upper zone, in which chlorites are completely weathered to kaolinite, and a lower zone, with incomplete kaolinitization of chlorite.

edges and within tectonic basins of the mountainous region. Also in the flat upland area of the Hintertaunus, which during the Neogene was already affected by tectonic subsidence, leading over to the downthrown fault blocks of the basins of Idstein, Limburg and the Westerwald, thick sections of the saprolite remained.

Saprolites from Lower Devonian slates are characterized by their preserved rock structure, a lower mechanical stability than the fresh slates and a change of colour due to weathering of silicates and oxidation. Morphological characteristics as well as chemical and mineralogical properties of saprolites, which in a similar way are distributed in weathering mantles of the recent tropics, change with depth, because the age and intensity of weathering decrease from the basis of the paleosol towards the weathering front at the basis of the saprolite. Thus, a vertical sequence of upper, middle and lower saprolite zones can be defined by their morphological characteristics as well as mineralogical, geochemical and physical properties (Felix-Henningsen, 1994, Fig. 5). Due to weathering of silicates and leaching of the dissolved ions, which do not contribute to the neo-formation of clay minerals, the bulk density (volume weight, vol-wt) and mechanical stability decrease from the weathering front towards the surface as a consequence of increasing mass loss (Table 2), porosity and permeability. In the lowest saprolite zone the primary Fe–Mg chlorites, which are the minerals with the lowest stability, changed to smectite under reducing conditions and chlorite–vermiculite mixed layer (m.l.) minerals under oxidizing conditions as intermediate products. With increasing intensity of weathering and leaching in the upper saprolite zones, these secondary minerals were dissolved and kaolinites precipitated (Fig. 5), while bases and silica were leached (e.g. Tables 3–7). For mapping of the weathering mantle and identification of tectonic faults, a subdivision of the saprolite in two mineralogical zones is useful (Spies, 1986): an upper zone with complete transformation of chlorite into kaolinite and a lower zone with incomplete transformation (Fig. 6).

Table 2. Bulk densities (b.d.) and Ti / Zr ratios of fresh slate and saprolite zones (Eisenbach Töpferkaute). Absolute bulk mass losses (b.m.l. in $g\,cm^{-3}$) = b.d. Cn − b.d. R; relative bulk mass losses (b.m.l. in %) = (b.m.l. Cj / b.m.l. R) · 100; Ti / Zr = Ti (mass %) × 10^3 / Zr ($mg\,kg^{-1}$).

Horizon	Depth (m)	b.d. ($g\,cm^{-3}$)	b.m.l. ($g\,cm^{-3}$)	b.m.l. (%)	Ti / Zr ($mg\,kg^{-1}$)
Cj1	2–15	1.70	0.88	−34	5.21
Cj4	20–24	1.85	0.73	−28	2.35
Cj5	24–30	2.25	0.33	−13	4.38
R	> 30	2.58	0	0	4.39

The mass loss of Al indicates that chlorite was not quantitatively transformed into kaolinite. Acid conditions in the weathering zone and presumably high contents of dissolved organic carbon in the pore solution, which derived from the decomposition of organic matter in the soil, supported the solubility and leaching of Al ions.

The morphological and geochemical characteristics of saprolites also depend on Cretaceous and Paleogene relief conditions. Red- or brown-coloured terrestrial saprolites, with high contents of pedogenic Fe and Mn oxides, weathered under oxidizing conditions and the influence of percolating water. In lower areas of the undulating planation surface, a high groundwater table caused the formation of semiterrestrial saprolites. As a consequence of weathering under groundwater saturation and leaching of dissolved metal ions under reducing conditions, these saprolites display a white colour due to bleaching (Felix-Henningsen, 1994).



Figure 7. Hintertaunus, south-eastern Rhenish Massif, with locations of the excursion sites.

The known autochthonous paleosols on saprolite from Lower Devonian slates are Plinthosols of Cretaceous to Paleogene age with a bright pattern of red and white mottles. They occur locally, preserved below layers of Upper Oligocene basalt, tuffs and fluvial river sediments (Felix-Henningsen and Wiechmann, 1985) and show a high content (> 60 mass %) of kaolinitic clay. The sequence of a concretionary upper horizon and a mottled middle horizon, which fades with depth to a bleached, semi-terrestrial saprolite, indicates a soil development under a high groundwater table.

The paleosol of the MTV can be younger than the uppermost saprolite. In the case that a former paleosol was eroded during a climatically or tectonically induced period of denudation, the saprolite was the parent rock of a younger soil, which developed in a following phase of geomorphic stability. Paleogene and Neogene sediments of the Rhenish Massif testify to such periods of denudation of the MTV.

In the area of the Hintertaunus and the adjacent Westerwald, saprolites of the MTV are frequently exposed in open-cast mines of the clay industry, which exploits them for ceramic products, bricks and roof tiles or green house substrates, depending on the mineralogy of the exposed zones. Correlated clay sediments, which were deposited during Paleogene and Neogene erosion phases in subsiding basins of the Westerwald, are valuable kaolinitic clay deposits used for the ceramic industry.

During periglacial periods of the Pleistocene, combined processes of congelifraction, cryoturbation and solifluction as well as deposition of loess and pumice formed a sequence of superficial layers (Fig. 2). The basal layer derived from the underlying saprolite or kaolinitic paleosol. A low potential for the formation of soil structure results from the low shrinkage and swelling capacity of the kaolinitic material. Thus, the basal layer causes very unfavourable soil properties due to high bulk density, water logging, low cation exchange capacity and lack of nutrients. Therefore, the recent potentials of the soils for land use are narrowly linked to the landscape development during the past deca-million years.

3 Excursion route

The excursion proceeds from Giessen via Limburg to the Hintertaunus region. The first three sites are situated in the eastern Hintertaunus (Fig. 7):

1. A slate quarry near the village of Langhecke demonstrates characteristics and properties of fresh slates (Fig. 9).

2. The saprolite open-cast mine ”Töpferkaute” at the margin of the village of Eisenbach shows exposed terrestrial saprolite with periglacial superficial layers.

3. The saprolite open-cast mine "Ölkaute" near the village of Eisenbach shows exposed semi-terrestrial saprolite with periglacial superficial layers.

Two further sites are situated in the western Hintertaunus:

4. An autochthonous pre-Upper Oligocene Plinthosol above saprolite from Lower Devonian slates and covered by Upper Oligocene volcanic tuff, basalt and a sequence of periglacial superficial layers will be presented near the village of Biebrich.

5. An autochthonous Miocene Plinthosol, developed from alluvial sediments above quartz gravels and covered by a sequence of periglacial superficial layers, is exposed in a gravel pit near the village of Wasenbach.

4 Methods of investigation

In the following section, the procedures of physical, chemical and mineralogical soil analyses are briefly cited. They are described in detail in the method book of Blume et al. (2011). The procedure of isovolumetric balance of element masses in saprolites, which explains the mass losses and provides important information about the genesis of saprolites, is explained in detail Sect. 4.2.

4.1 Soil analytical procedures

The following analytical procedures were employed:

- *Texture of fine soil* $< 2\,mm$. After extraction of humus (H_2O_2), carbonates (HCl) and iron oxides (Na dithionite, citrate and bicarbonate) and dispersion with $Na_4P_2O_7$, the fractions were separated by wet sieving (2–0.02 mm) and a pipette method (20 to $< 2\,\mu m$).

- *Pedogenic oxides*. Amorphous Fe (Fe_o) and Mn oxides (Mn_o) were extracted with NH_4 oxalate while the total amounts of pedogenic Fe (Fe_d) and Mn oxides (Mn_d) were extracted after dissolution with Na dithionite, citrate and bicarbonate; amorphous Al (Al_l) and Si oxides (Si_l) were extracted after dissolution in 0.5 M NaOH. The concentrations of all metal ions were measured with an atomic adsorption spectrometer (AAS).

- *Total amounts of main and trace elements*. Melt tablets were analysed using XFA (X-ray fluorescence analysis; Philips PW 1480).

4.2 Isovolumetric mass balance of saprolites

Saprolites are characterized by mass losses due to dissolution of weatherable minerals, mainly silicates, followed by the export of dissolved elements with percolating pore solution or migrating groundwater. Mass losses increase with age and intensity of weathering and, thus, from the weathering front at the saprolite–rock boundary with decreasing depth towards the land surface, until all weatherable minerals are dissolved (e.g. Table 2). The increasing porosity of saprolites and the potential of the self-energizing of weathering processes result from increasing mass losses, as well as the decreasing mechanic stability of the saprolite, which makes it breakable, friable, soft and easy to erode. Therefore, bulk mass losses are an indicator for the degree of weathering, porosity and mechanic stability of a saprolite. A calculation of element mass losses (Sect. 4.2.3) indicates which elements were exported to which degree. Their geochemical behaviour allows the reconstruction of chemical processes and factors in the different saprolite zones.

4.2.1 Test on homogeneity of parent rock and saprolite with Ti / Zr ratios

The quantification of the mineralogical and geochemical differences between saprolite and parent rock requires an extensive petrological investigation of the unweathered and weathered samples. An increasing proportion of quartz sand is indicated by decreasing Ti / Zr ratios, while the opposite is the case with decreasing sand content. The contents of Ti in fresh weathered slates is 0.6 mass % ($n = 10$, SD = 0.1 %), mainly bound in rutile, which is associated with mica (Mosebach, 1954) and therefore narrowly correlated with K_t ($r = 0.92^{+++}$, $n = 10$). Zr with average concentrations of $213\,mg\,kg^{-1}$ ($n = 10$, $s = 39\,mg\,kg^{-1}$) in unweathered slates is bound in the heavy mineral zircon. With increasing contents of quartz sand, the Zr contents also increases, which causes the narrow correlation between Si_t and Zr ($r = 0.97^{+++}$, $n = 10$). On the other hand the contents of muscovite illite and the associated contents of rutile decrease with increasing contents of quartz (Si_t / K_t: $r = -0.93^{+++}$, $n = 10$; Si_t / Ti: $r = -0.91^{+++}$, $n = 10$). Therefore, the concentrations of Ti and Zr change oppositely with a change of texture of the slates and the ratios can be used as a marker of parent material homogeneity. From the Ti / Zr ratios of 150 samples of fresh slates and saprolites and determination of textural composition, a classification of textural units was possible (Felix-Henningsen, 1994):

Ti/Zr > 5	silty clay slate,
Ti/Zr 5–4	clayey silt slate,
Ti/Zr 4–2.8	sandy silt slate,
Ti/Zr < 2.8	silty sandstone and greywacke.

4.2.2 Total mass losses of saprolites

Mass losses of saprolites compared to the fresh rock result from the export of elements, released from dissolving minerals, due to leaching with percolation or groundwater. Also, mass gains are possible, which result from precipitation of dissolved elements within a saprolite zone. The determination of volume of fragments of rock and saprolite is performed by weighing fragments, saturated with penetrating oil

Table 3. Eisenbach Töpferkaute, terrestrial saprolite: bulk density (b.d.) and contents of main element oxides and LOI (mass % = g (100 g)$^{-1}$). Fe_2O_{3t} is total iron ($Fe^{III} + Fe^{II}$). LOI is loss of ignition. Of the horizons, R is fresh slate and Cj is saprolite.

Horizon	b.d. (g cm^{-3})	SiO_2 (mass %)	TiO_2 (mass %)	Al_2O_3 (mass %)	Fe_2O_{3t} (mass %)	MnO (mass %)	MgO (mass %)	CaO (mass %)	Na_2O (mass %)	K_2O (mass %)	P_2O_5 (mass %)	LOI (mass %)
Cj1	1.70	56.12	0.99	23.33	6.88	0.02	0.63	0.09	0.18	4.74	0.06	5.81
Cj2	1.70	55.28	0.99	23.07	8.13	0.05	0.57	0.10	0.10	4.31	0.11	6.24
Cj3	1.70	57.19	0.93	20.48	7.97	0.01	0.99	0.26	0.10	4.05	0.17	5.85
Cj4	1.85	58.39	0.88	19.80	7.39	0.08	2.16	0.31	0.10	4.00	0.09	5.11
Cj5	2.25	53.51	1.12	23.62	6.88	0.04	2.34	0.19	0.20	5.16	0.11	5.50
R	2.58	56.37	0.93	20.92	8.24	0.04	2.60	0.24	0.07	4.29	0.16	5.19

Table 4. Eisenbach Töpferkaute, terrestrial saprolite: bulk density (b.d. in g 100^{-1} cm^3) and volume weights of main element oxides and LOI in g vol^{-1} (vol = 100 cm^3). Fe_2O_{3t} is total iron ($Fe^{III} + Fe^{II}$). LOI is loss of ignition. Of the horizons, R is fresh slate and Cj is saprolite.

Horizon	b.d. (g vol^{-1})	SiO_2 (g vol^{-1})	TiO_2 (g vol^{-1})	Al_2O_3 (g vol^{-1})	Fe_2O_{3t} (g vol^{-1})	MnO (g vol^{-1})	MgO (g vol^{-1})	CaO (g vol^{-1})	Na_2O (g vol^{-1})	K_2O (g vol^{-1})	P_2O_5 (g vol^{-1})	LOI (g vol^{-1})
Cj1	170	95.40	1.68	39.66	11.70	0.03	1.07	0.15	0.31	8.06	0.10	9.88
Cj2	170	93.98	1.68	39.22	13.82	0.09	0.97	0.17	0.17	7.33	0.19	10.61
Cj3	170	97.22	1.58	34.82	13.55	0.02	1.68	0.44	0.17	6.89	0.29	9.94
Cj4	185	108.02	1.63	36.63	13.67	0.15	4.00	0.57	0.19	7.40	0.17	9.45
Cj5	225	120.40	2.52	53.15	15.48	0.09	5.26	0.43	0.45	11.61	0.25	12.38
R	258	145.43	2.40	53.97	21.26	0.10	6.71	0.62	0.18	11.07	0.41	13.39

Table 5. Eisenbach Töpferkaute, terrestrial saprolite: bulk mass losses (b.m.l) and individual mass losses of main element oxides and LOI in g vol^{-1} (vol = 100 cm^3). Fe_2O_{3t} is total iron ($Fe^{III} + Fe^{II}$). LOI is loss of ignition. Of the horizons, R is fresh slate and Cj is saprolite.

Horizon	b.m.l. (g vol^{-1})	SiO_2 (g vol^{-1})	TiO_2 (g vol^{-1})	Al_2O_3 (g vol^{-1})	Fe_2O_{3t} (g vol^{-1})	MnO (g vol^{-1})	MgO (g vol^{-1})	CaO (g vol^{-1})	Na_2O (g vol^{-1})	K_2O (g vol^{-1})	P_2O_5 (g vol^{-1})	LOI (g vol^{-1})
Cj1	−88	−50	−1	−14	−10	0	−6	0	0	−3	0	−4
Cj2	−88	−51	−1	−15	−7	0	−6	0	0	−4	0	−3
Cj3	−88	−48	−1	−19	−8	0	−5	0	0	−4	0	−3
Cj4	−73	−37	−1	−17	−8	0	−3	0	0	−4	0	−4
Cj5	−33	−25	0	−1	−6	0	−1	0	0	1	0	−1
R	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Table 6. Eisenbach Töpferkaute, terrestrial saprolite: relative bulk mass losses (b.m.l.) and individual mass losses of main element oxides and LOI in %, related to the fresh slate. Fe_2O_{3t} is total iron ($Fe^{III} + Fe^{II}$). LOI is loss of ignition. Of the horizons, R is fresh slate and Cj is saprolite.

Horizon	b.m.l. (%)	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_{3t} (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)
Cj1	−34	−34	−30	−27	−45	−67	−84	−75	69	−27	−75	−26
Cj2	−34	−35	−30	−27	−35	−18	−86	−73	−6	−34	−55	−21
Cj3	−34	−33	−34	−35	−36	−84	−75	−29	−6	−38	−30	−26
Cj4	−28	−26	−32	−32	−36	43	−40	−7	2	−33	−60	−29
Cj5	−13	−17	5	−2	−27	−13	−22	−31	149	5	−40	−8
R	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Table 7. Eisenbach Töpferkaute, terrestrial saprolite: relative composition of bulk mass losses (r.b.m.l.) in %. Fe_2O_{3t} is total iron ($Fe^{III} + Fe^{II}$). LOI is loss of ignition. Of the horizons, R is fresh slate and Cj is saprolite.

Horizon	b.m.l. (%)	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_{3t} (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)
Cj1	100	57	1	16	11	0	6	1	0	3	0	4
Cj2	100	58	1	17	8	0	7	1	0	4	0	3
Cj3	100	55	1	22	9	0	6	0	0	5	0	4
Cj4	100	51	1	24	10	0	4	0	0	5	0	5
Cj5	100	76	0	3	18	0	4	1	−1	−2	1	3
R	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Table 8. Eisenbach Töpferkaute, terrestrial saprolite: contents of quartz in slates and saprolites as well as losses of quartz in saprolites (XDA according to Till and Spears, 1969). Of the horizons, R is fresh slate, Cv is weathered slate and Cj is saprolite. Of the neo-formed minerals, Sm is smectite, Chl-V is chlorite–vermiculite mixed layer minerals and K is kaolinite.

Horizon	Depth (m)	Neo-formed minerals	Quartz (mass %)	Quartz ($g\,100^{-1}\,cm^{-3}$)	Mass loss of quartz ($g\,100^{-1}\,cm^{-3}$)	Relative quartz loss of rock (%)
Cj1-4	2–24	K	40	74	16	18
Cj5	24–30	Chl-V	35	78	12	13
Cv	> 30	Sm	35	82	8	9
R	> 30	0	35	90	0	0

(e.g. WD 40), under submersion in water. The bulk density in $g\,cm^{-3}$ results from the ratio of the weight of the dried fragment (105 °C) and its volume. The total mass loss is indicated by the difference of bulk densities (volume weights) of fresh rock and saprolite:

$$\text{b.m.l.} = \text{b.d. rock} - \text{b.d. saprolite} \cdot 100, \quad (1)$$

where b.m.l. is mass loss ($g\,100\,cm^{-3}$) and b.d. is bulk density ($g\,cm^{-3}$).

4.2.3 Element mass losses of saprolites

A 100 % mass of rock or saprolite is geochemically defined by the sum of main element oxides (determined by XRF, X-ray fluorescence) plus the loss of ignition in mass % (Table 3).

As weathering of saprolites did not change the volume of rock, the comparison of volume-related element masses of fresh rock and saprolites is the best and only way to identify the real extent of element losses and gains in saprolites. Therefore, the masses of individual element oxides per volume (Table 4) have to be calculated as follows:

$$mE_m + LOI_m = (mE_c + LOI_c) \times \text{b.d.}, \quad (2)$$

where mE_c is the contents of main element oxide ($g\,100\,g^{-1}$ = mass %, Table 3), mE_m is the volume mass of the main element oxide ($g\,100\,cm^{-3}$ = vol %, Table 4), LOI_c is the loss of ignition (mass %), LOI_m is the volume mass of loss of ignition ($g\,100\,cm^{-3}$) and b.d. is bulk density.

Correspondingly, the masses of trace elements can be calculated and balanced.

The summarized volume masses of main elements and LOI account for the bulk density ($g\,100\,cm^{-3}$, Table 4):

$$\text{b.d.} \cdot 100 = \Sigma mE_m + LOI_m. \quad (3)$$

The differences between the volume masses of main element oxides and LOI, respectively, in rock and saprolite show the individual mass losses and gains of element oxides (and LOI) (Table 5):

$$\Delta mE_m = mE_m \text{ rock} - mE_m \text{ saprolite}, \quad (4)$$

where ΔmE_m is the mass loss or gain of element oxides ($g\,100^{-1}\,cm^{-3}$).

The total mass loss as well as individual mass losses of element oxides and LOI of saprolites (Table 5) in relation to the volume weight of element oxides and LOI, respectively, in the fresh rock (Table 4) shows the relative mass loss of element oxides (and LOI) in % (Table 6):

$$\Delta mE_m(\%) = \Delta mE_m \text{ saprolite} / mE_m \text{ rock} \cdot 100. \quad (5)$$

The individual mass loss of element oxides and LOI in relation to the bulk mass loss (Table 5) results in the relative element oxide composition of the bulk mass loss in % (Table 7):

$$\text{b.m.l.} = \Sigma \Delta mE_m / \text{b.m.l.} \cdot 100, \quad (6)$$

where b.m.l. is bulk mass loss (= 100 %) and ΔmE_m is the mass loss of main elements and LOI ($g\,100^{-1}\,cm^{-3}$).

4.3 Mineralogical methods

4.3.1 Contents and losses of quartz

Silica makes the main contribution to the bulk mass losses of elements in saprolites due to desilication, which is also an indicator for a warm humid (sub)tropical climate. Potential sources of Si are silicates and quartz. The silicate mineral in slates with the lowest weathering stability is Fe–Mg chlorite, which shows a $SiO_2 : Al_2O_3$ molar ratio of 1.99 ($n = 11$, after selective extraction with 2 N HCl, 80 °C), while kaolinite, which was newly formed from chlorite, shows a ratio of 2. Therefore, a quantitative neo-formation of kaolinite from chlorite did not lead to desilication. Furthermore, near the basis of saprolites, the neo-formation of smectites with a $SiO_2 : Al_2O_3$ molar ratio of 5.12 (Weaver and Pollard, 1973:67) after weathered chlorites indicates that the dissolution of fine grained quartz must have mainly provided the high concentration of dissolved silica. The contents of quartz was determined by XDA (X-ray diffraction and absorption) according to the procedure described in Till and Spears (1969). The contents of quartz (mass %) is converted into mass per volume ($g\,100^{-1}\,cm^{-3}$) and is isovolumetrically balanced (Table 8).

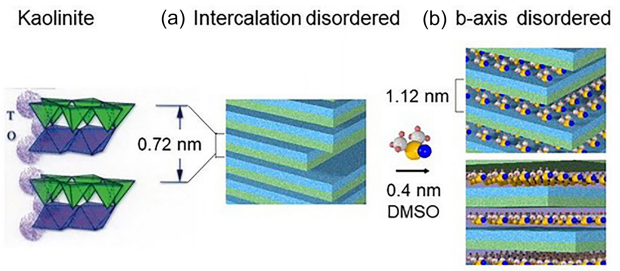


Figure 8. Two types of *b*-axis disordered kaolinites: **(a)** intercalation disordered fireclay (icd kaolinite) without intercalation of DMSO (dimethyl sulfoxide) is typical for the neo-formation in soil horizons and **(b)** *b*-axis disordered kaolinite (bad kaolinite) with DMSO intercalation is typical for the neo-formation in saprolites.

The results show that dissolution and leaching of up to 18 % of the original quartz content in the fresh slate largely contributed to the loss of silica and the bulk mass loss of saprolites.

4.3.2 Contents of clay minerals and crystallinity of kaolinite

The contents of kaolinite as the neo-formed mineral after Fe–Mg chlorite (and in part smectite) was determined according to Islam and Lotse (1986). The contents of kaolinite were calculated from the amount of extracted Al after dissolution of the clay fraction in 0.5 N NaOH (80 °C, 3 min).

All clay minerals were determined by X-ray diffraction (XRD) of oriented specimen of the natural clay fraction < 2 µm, dispersed in water, before and after saturation with ethylene glycol, K^+, fumigation with DMSO (dimethyl sulfoxide) and heating (1 h 450 and 550 °C).

Well-ordered kaolinites can be identified by a peak-triplet at 20–25° 2θ in X-ray diffraction diagrams (Cu radiation). Such kaolinites occur as white monomineralic precipitates and filling of veins in semi-terrestrial saprolites. Kaolinites of paleosols and saprolites (references in Felix-Henningsen, 1990, 2015), which mainly developed topotactically during the alteration of primary silicates, belong to the less ordered type of *b*-axis disordered kaolinites and fireclay minerals. These fractions can be distinguished by the expansion after intercalation with DMSO. As a result of fumigation of an oriented XRD clay specimen (70 °C for 72 h) with DMSO, well-crystalline and *b*-axis disordered kaolinites, which are abundant (> 90 %) in saprolites, expand from 0.72 to 1.12 nm (Fig. 8).

On the contrary, the clay fraction (> 60 mass %) of the paleosol shows an increasing proportion (up to 90 %) of fireclay from the saprolite to the former topsoil. Fireclay does not expand after treatment with DMSO (Fig. 8). Therefore, DMSO intercalation allows the sources of kaolinites (from saprolites) and fireclay (from paleosol) in sediments to be identified, and the results support the geomorphological reconstruction of landscape development.

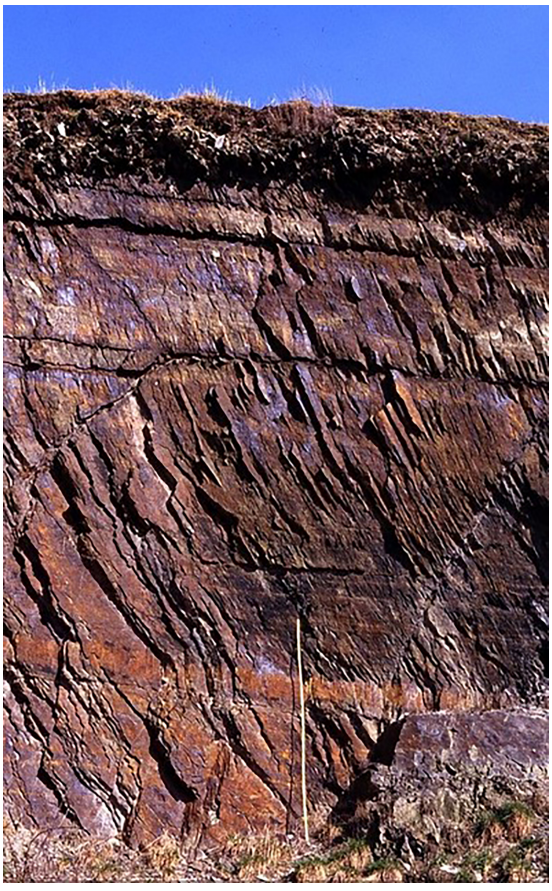


Figure 9. Fresh slate of the Rhenish Massif with nearly vertical cleavage planes, covered by a layer of rock fragments due to periglacial congelifraction, exposed at the bottom of a valley in the eastern Hunsrück. In such deeply incised valleys the MTV has been completely eroded.

5 Excursion sites

5.1 Village of Langhecke: fresh slates

Clastic sedimentary rocks developed from shallow marine sediments of the Lower Devonian and have the largest extension in the Rhenish Massif. As a consequence of diagenesis and anchi-metamorphosis during the Variscian orogenesis, the pelitic sediments, 5–10 km thick, were transformed to folded clay and silt slates, while intercalated banks of greywacke sandstones originated from sand sediments (Fig. 9). Due to the diagenetic transformation of silicate minerals during the Variscian orogenesis, released silica was concentrated in milky quartz veins. Detritic organic matter of the marine sediments changed to coaly bituminous substances, which cover the surfaces of phyllosilicates and cause the black colour of the slates. Also in the Hintertaunus re-



Figure 10. Periglacial congelifraction of the fresh slate and lateral movement by solifluction led to a horizontal orientation of the slate fragments and formed the basal layer.

gion, Lower and Middle Devonian clay and silt slates, intercalated with banks of greywacke and greenstone, served as parent rock of the MTV.

The occurrence of fresh slates near the recent land surface is bound to the extent of Tertiary and Quaternary denudation of the MTV, which is up to 150 m thick. In the central and most uplifted areas (∼ 450–900 m a.s.l.) of the Rhenish Massif the weathering mantle was largely removed. Because of congelifraction of the exposed slate and solifluction, a basal layer of slate fragments developed during Quaternary periglacial periods, covered by a thin Late Pleistocene main layer of redistributed loess and pumice (Fig. 10).

In the less tectonically uplifted (∼ < 450 m a.s.l.) lower and marginal zones of the mountainous region with thick remnants of the MTV, fresh slates only occur at the bottom of deeply incised erosion valleys (Fig. 11). As the clay slates of the Rhenish Massif have been used since Roman times as cover for roofs and walls of houses, they have been mined in open-cast and subsurface mines until today.

The excursion site at village of Langhecke shows an example of the occurrence of fresh slates, exposed in a former



Figure 11. Remnant of the Palaeogene planation plane in ∼ 300 m a.s.l. of the Hintertaunus (Rhenish Massif), dissected by Neogene and Quaternary regressive erosion. Fresh slates are only exposed at the valley bottom.

slate mine at the bottom of such an erosion valley. They display characteristics as described in the following points.

- Bulk densities are measured to be 2.50–2.58 g cm^{-3} for clay slates and 2.67–2.69 g cm^{-3} for silt slates.
- Mineralogical composition of slate is as follows:
  - 35–45 mass % muscovite, $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH_2)$;
  - 25–35 mass % Fe–Mg chlorite (Fe–rhipidolite), composed of $(Mg^{2+}_{2.12}\ Fe^{2+}_{2.16}\ ME^{3+}_{1.72})\ (Si_{2.28}Al_{1.72})\ O_{10}\ (OH)_8$; the distribution of central ions was modelled according to Brindley and Gillery (1956) and Makumbi and Herbillon (1975);
  - 25–35 mass % quartz, and in greywacke up to 90 mass %;
  - < 1 mass % accessory minerals of pyrite and apatite;
  - 0.3–0.5 mass % C coaly bituminous organic carbon;
  - heavy minerals, consisting of an ultra-stable group with zircon, tourmaline and rutile.

5.2 Eisenbach Töpferkaute: terrestrial saprolite from slates

The open-cast clay mine Töpferkaute at the margin of the village of Eisenbach is situated at the north-west-exposed middle slope of the River Eisenbach valley (Fig. 6), which already started to incise during the Tertiary, and about 60 m below the remnant of a planation plain on which the Eisenbach Ölkaute excursion site is situated (see Sect. 5.3).

5.2.1 Saprolite

The profile, 25 m deep, exposes a terrestrial saprolite from fresh and nearly fresh slate to the upper, strongly weathered

Table 9. Eisenbach Töpferkaute: profile of a terrestrial saprolite of the Mesozoic–Tertiary weathering mantle, covered by Pleistocene periglacial layers. Horizon symbols and characterization are according to AG Bodenkunde (2005). Depth refers to the lower boundary. Location: village of Eisenbach. TK25: 5615 Villmar r 3447581 h 5579187; 250 m a.s.l. Relief: lower middle slope. WRB: (Stagnic) Luvisol.

Hor. no.	Horizon symbol	Depth (cm)	Horizon characteristics
1	Ai + Ah	5	Main layer from loess mixed with pumice, disturbed humic topsoil, dark brown (10YR 4/3), silty loam (Lu), weakly humic, strongly rooted, crumb structure, low bulk density, diffuse transition
2	Al + Bt	90	Main layer from loess mixed with pumice, yellowish brown (10YR 5/8), strong clayey silt (Ut4, G2), very weak humic, middle rooted, polyhedral to platy structure, low to middle bulk density, wavy lower boundary
3	II Sw	110	Middle layer from loess, yellowish brown (10YR 5/6), strong clayey silt (Ut4, fX1), weakly rooted, coherent structure, high bulk density, single Bt bands with accumulation of oxides, wavy lower boundary
4	III Sd	140	Basal layer from redistributed saprolite, brown (10YR 5/8), weak clayey loam (Lt2, fX2), weakly rooted, weak rusty mottling, polyhedral structure, high bulk density, sharp wavy lower boundary
5	Bv1	170	Basal layer from redistributed saprolite, brown (10YR 5/8), silty clay (Tu3, fX1), prism structure, high bulk density
6	Bv2	200	Basal layer from redistributed saprolite, reddish brown (7.5YR 6/8), clayey loam (Lt3, fX1), prism structure, high bulk density, sharp lower boundary
7	IV mCj1	1000	Mesozoic–Tertiary saprolite from silt slate, red (2.5YR 5/6) and purple zones (7.5R 5/3) interfingered with yellow brown (10YR 7/6) to dark brown (10YR 5/8) zones, following the cleavage and joints, soft and friable, with black Mn oxide stains on cleavage plains
8	mCj2	1500	Mesozoic–Tertiary saprolite from silt slate, reddish brown (7.5YR 7/6), red (2.5YR 7/6) and red-purple (10R 5/3) zones; soft, to disintegrate manually
9	mCj3	2000	Mesozoic–Tertiary saprolite from silt slate, brownish yellow (10YR 7/6), sections with quartz veins are interfingered with mCj2 over a depth of 5–8 m, cleavage plains stained with black-brown Mn oxides; indurated, but plates centimetres thick are manually breakable
10	mCj4	2400	Mesozoic–Tertiary saprolite from silt slate, light olive-grey (5BG 7/1), only apart from joints and fissures dark grey (10BG 5/1) zones with higher contents of primary coaly bituminous organic matter, cleavage plains with dark brown to black coatings of Fe-Mn oxides
11	mCj5	3000	Mesozoic–Tertiary saprolite from silt slate, basal zone with vertical zones of olive-grey (10BG 5/1), weakly oxidized saprolite interfingered with black (N 3/0) fresh slate, massive
12	mCn	3000+	Nearly fresh silt slate, black (N 3/0), matrix along single joints and quartz veins with olive elucidation due to oxidation (10G 4/1)

Table 10. Eisenbach Töpferkaute: texture of the fine earth (< 2 mm), free of humus and carbonates (texture analyses of saprolite were performed with ground material; therefore the data present the relative disintegration but not the real particle size of the original slate texture). Fractions: c, m and f are coarse, middle and fine; S is sand, U is silt and T is clay. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Texture (mass %)						
		cS	mS	fS	cU	mU	fU	T
Ai + Ah	5	2.33	2.54	4.61	36.29	21.63	8.21	24.40
Al + Bt	90	0.95	1.59	2.77	39.22	23.04	7.97	24.46
II Sw	110	1.83	2.27	3.72	40.84	24.77	8.75	17.82
III Sd	140	5.93	5.99	7.80	20.97	19.67	8.91	30.73
Bv	170	1.67	1.64	2.87	27.43	20.88	9.10	36.41
Bv2	200	2.62	2.95	6.64	17.75	14.55	11.43	44.06
IV mCj1	1000	1.32	4.05	8.49	12.19	21.67	29.70	22.58
mCj2	1500	25.80	23.58	12.27	6.88	11.92	13.34	6.21

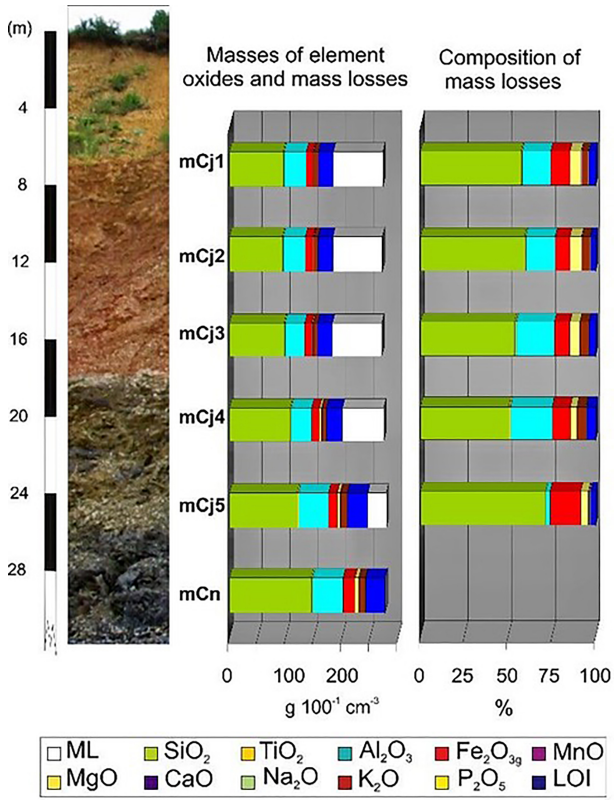


Figure 12. Eisenbach Töpferkaute, terrestrial saprolite: main element composition volume weight (vol-wt) in g 100^{-1} cm^{-3}) of fresh slate and saprolite, isovolumetric bulk mass losses (ML) and relative elemental composition of mass losses (in % of the bulk mass loss).

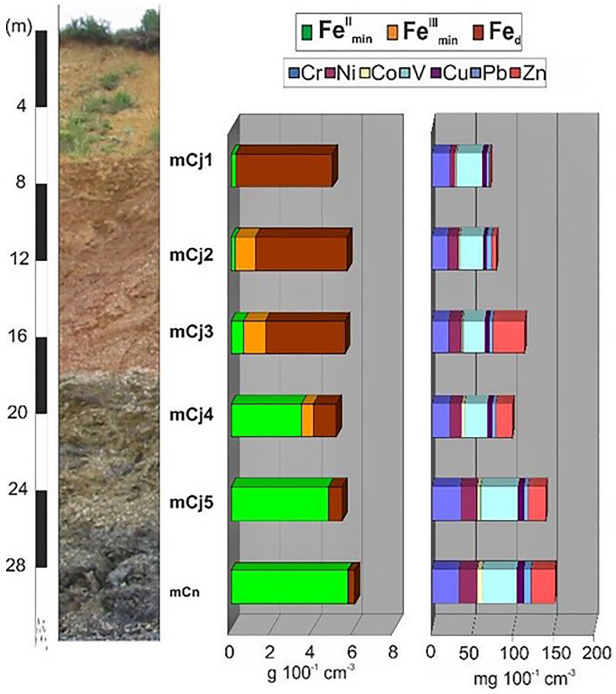


Figure 13. Eisenbach Töpferkaute, terrestrial saprolite: volumetric masses of iron fractions (mineralogically bound Fe^{III}_{min} and Fe^{II}_{min}, as well as free iron oxides Fe_d) and trace elements of fresh slate and saprolite.

zones. The individual zones are interfingered over distances of many metres. Interfingering is a typical phenomenon in deep weathered slates because the more or less steep inclined to vertical cleavage planes and tectonic joints cause differences in permeability and weathering intensity between jointed and massive parts of the slate.

In the lowermost saprolite zone (Cj5, Table 9), the black-grey colour of the slate changes to an olive colour along cleavage plains and joints as a consequence of oxidation, which increases to the upper saprolite zones (Cj4, Table 9). The loss of primary coaly bituminous organic matter follows the penetration of air into the rock matrix and indicates an increase of porosity in the wake of dissolution of minerals and export of dissolved elements. This is confirmed by mass losses (Fig. 14) as well as the loss of mechanical stability. Within the olive-coloured parts, inner crystalline oxidation transformed the primary chlorites to chlorite–vermiculite mixed layer (m.l.) minerals, which occur beside kaolinite. The Stephan Schmidt KG mines this saprolite zone for use as a greenhouse substrate. The colour of the higher saprolite zones (Cj1–Cj3, Table 9) changes to brown, light and dark red and purple-red, as all iron-bearing silicates weathered completely, and free iron oxides, which precipitated as goethite and hematite, were formed.

Leaching of elements by percolation water under oxidizing conditions caused mass losses of 25–30 % of the original rock mass (Fig. 12) and a loss of stability of the saprolite, which changed to a soft, friable material. Especially Si, Al, bases and to a minor extent also Fe contributed to the mass loss. The loss of dissolved SiO_2 and bases was a consequence of weathering of silicates and leaching of dissolved elements under warm (sub)tropical climatic conditions, as the mobility of silica depends only on the temperature of the weathering solution. Because of the desilication the amorphous Si fraction of the saprolite is impoverished relatively to the contents of amorphous Al compounds (Table 11). The losses of total Al_2O_3 (Fig. 12), dependent on acid conditions ($pH < 4.5$) and complexation by dissolved organic matter, increased above the lowermost saprolite zone, as the buffer capacity decreased after the leaching of bases. This also shows that Al, released from the primary silicates, was not quantitatively captured in neo-formed kaolinite. Restricted to the lowermost saprolite (Cj5, Fig. 12), Fe_2O_3 contributes to the mass loss as intermittent waterlogging above the massive fresh slate supported the mobilization of iron under reducing conditions. In the upper saprolite zones (Cj1–4, Fig. 12) the mass loss of iron does not increase any more as the oxidizing conditions caused the formation of immobile oxides.

Table 11. Eisenbach Töpferkaute: contents of pedogenic oxides. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Fe_o (mg g^{-1})	Fe_d (mg g^{-1})	Fe_o / Fe_d	Mn_d (mg g^{-1})	Si_l (mg g^{-1})	Al_l (mg g^{-1})
Ai + Ah	5	1.65	13.88	0.12	0.45	5.12	6.60
Al + Bt	90	1.96	13.44	0.15	0.44	6.16	8.41
II Sw	110	2.09	11.66	0.18	0.65	6.28	6.74
III Sd	140	1.64	28.17	0.06	0.47	7.91	10.96
Bv	170	1.26	21.27	0.06	0.40	6.74	7.98
Bv2	200	0.44	33.14	0.01	0.08	8.95	11.34
IV mCj1	1000	0.19	47.41	0.00	0.32	1.79	6.42
mCj2	1500	0.29	44.90	0.01	0.07	2.32	7.32
mCj3	2000	0.32	38.90	0.01	0.04	2.23	5.11
mCj4	2400	0.34	11.03	0.03	0.22	2.69	2.79
mCorj	3000	0.30	6.57	0.05	0.02	2.13	2.50
mCn	> 3000	0.33	0.45	0.73	0.01	1.87	1.30

Table 12. Eisenbach Töpferkaute: clay mineral composition. LM is labile minerals > 1.8 nm, Sm is smectite, WL is mixed layer minerals, Chlp is primary chlorite, Chls is secondary (Al–)chlorite, Ver is vermiculite, Ill is illite, Kao icd is fireclay and Kao bad is *b*-axis disordered kaolinite; n.n. refers to values that are not detectable. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Clay minerals < 2 µm (mass %)[a]									
		LM	Sm	WL	Chlp	Chls	Ver	WL	Ill	Kao icd	Kao bad
Ai + Ah	5	5	4	4	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	56	11	25
Al + Bt	90	4	4	4	n.n.	n.n.	5	11	37	15	24
II Sw	110	14	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	5	7	33	11	28
III Sd	140	n.n.	7	7	n.n.	n.n.	6	9	40	11	28
Bv1	170	8	8	n.n.	n.n.	n.n.	11	n.n.	30	14	28
Bv2	200	n.n.	n.n.	5	n.n.	n.n.	9	n.n.	38	20	28
IV mCj1	1000	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	79	n.n.	21
mCj2	1500	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	75	n.n.	25
mCj3	2000	4	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	76	n.n.	20
mCj4	2400	4	n.n.	n.n.	22[b]	n.n.	n.n.	4	58	n.n.	12
mCj5	3000	1	n.n.	n.n.	20[b]	n.n.	n.n.	1	73	n.n.	6
mCn	> 3000	2	n.n.	n.n.	12	n.n.	n.n.	n.n.	82	n.n.	4

[a] Masses calculated with reflex intensity × factor (Tributh and Lagaly, 1989). [b] Apparent increase of mass, due to increase of reflex intensity with formation of chlorite–vermiculite m.l. minerals.

The iron balance (Fig. 13) shows that Fe^{II}, bound within the chlorite minerals of the fresh slate, was successively oxidized from Cj5 upwards to Cj1. A first step of inner-crystalline oxidation was followed by the release of Fe ions from chlorites and precipitation as pedogenic (free) iron oxides. Their contents rise continuously from the fresh rock to the uppermost saprolite zone with increasing intensity of weathering of silicates (Table 11). Mn oxides are irregularly distributed as their better solubility under acid conditions promoted diffusive redistribution in phases of water saturation of the saprolite matrix under weak reducing conditions and accumulation on joint plains under oxidizing conditions. A total of 50 % of the original volume weight of heavy metals, also mainly bound in chlorite minerals as a substitute for Fe, was leached from the saprolite according to their relative solubility under acid conditions (Fig. 13).

The clay mineral association (Table 12) shows a transformation of chlorites of the fresh slate to chlorite–vermiculite mixed-layer minerals within the olive-grey parts along joints of the lowermost saprolite zone as well as in the olive-grey saprolite. This shows that the weathering of primary silicates as well as leaching of silica and bases is accompanied by the oxidation of the primary coaly bituminous organic matter of the slates.

As the saprolite, exposed in 70 m higher altitude at the Ölkaute excursion site (see Sect. 5.3), was formed under groundwater saturation, the saprolite of the Töpferkaute developed obviously during a younger stadium of deep weathering, perhaps during the Miocene. The tectonical uplift of the Hintertaunus during the Upper Oligocene caused the lowering of the groundwater table and erosion of the Cretaceous to Paleogene saprolite. Therefore, deep weathering contin-

ued under terrestrial conditions during the middle Miocene warm humid period.

5.2.2 Periglacial layers and Holocene soil

The saprolite is covered with periglacial layers up to several metres thick, which are the parent material of the Holocene Stagnic Luvisol. The analytical data are displayed in Tables 10–12. The basal layer consists of material from the uppermost saprolite zone, redistributed by solifluction, covered by a middle layer of loess and an uppermost main layer of loess mixed with pumice of the Late Pleistocene Laacher See eruption (Table 9). Therefore, the texture of the middle and upper layer is rich in coarse silt, typical of the large proportion of loess. The basal layer shows high clay contents as a consequence of intensive periglacial congelifraction of redistributed saprolite material and the admixture of substrate of a periglacially reworked paleosol rich in kaolinitic clay, which is indicated by the high total amounts of kaolinite in the clay fraction (Table 12). They also contain weakly weathered three-layer silicates, which in the main and middle layers derive from loess. In the basal layer, they originate from redistributed material of less weathered, lower saprolite zones, which were exposed by denudation in upslope areas. Due to congelifraction, cryoturbation and lateral transport the material was admixed to solifluction layers.

5.3 Eisenbach Ölkaute: semi-terrestrial saprolite from slates, paleosol sediment and Vallendar gravel

5.3.1 Saprolite

Since 1866, white, bleached saprolite has been mined in the Ölkaute quarry, near the village of Eisenbach, as raw material for the ceramic industry. The exposed saprolite from silt slate (Table 13) presents the transition of the bleached horizon (mCewj), up to 10 m thick, to a grey saprolite (mCorj) and further down a black-coloured saprolite (mCrj). In both zones the undisturbed rock structure of the slates is preserved, although the saprolite is strongly weathered, friable and can be disintegrated manually. According to the pedogenic iron forms (Table 15) and clay mineralogical composition (Table 16) differences between the saprolite zones exist.

The white colour of the mCewj zone (Figs. 15 and 16) proves that the dissolution of all iron-bearing silicates and the formation of kaolinite, as well as the leaching of bases, silica and metal ions must have occurred under reducing conditions as a result of saturation with migrating ground water. Therefore, Fe and Mn ions, released from silicates, remained mobile and were completely leached with a lateral groundwater flow. The decay of the primary organic matter in the bleached horizon, which until today is still present in the lower saprolite zone with sustainable reducing conditions, is a consequence of oxidation after the lowering of the groundwater table. This went along with the tectonic uplift of the Hintertaunus area and regression of the nearby sea since the

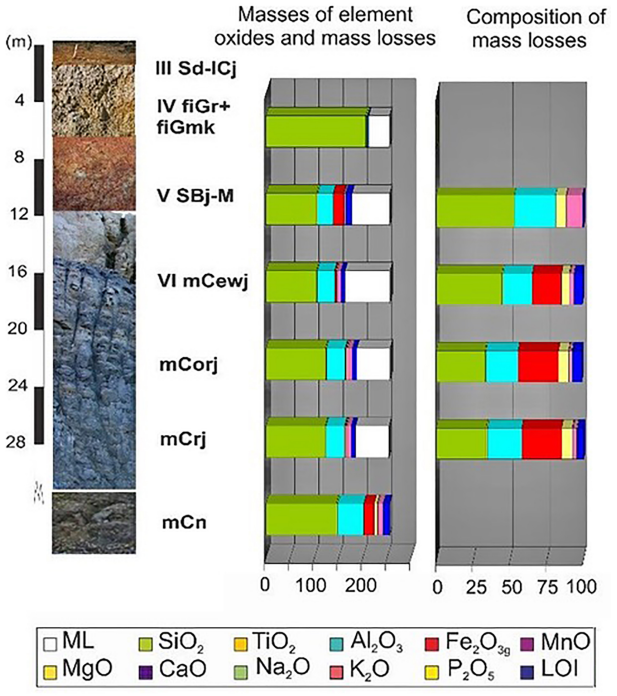


Figure 14. Eisenbach Ölkaute, semi-terrestrial saprolite: main element composition (vol-wt in $g\,100^{-1}\,cm^{-3}$) of fresh slate and saprolite, isovolumetric bulk mass losses (ML) and relative elemental composition of mass losses (in % of the bulk mass loss).



Figure 15. Eisenbach Ölkaute: soft, white bleached saprolite from silt slate (MTV) with well-preserved slate structure.

Upper Oligocene. In addition, arid climatic phases existed during the Upper Oligocene and Lower Miocene and led to the formation of silcretes in Tertiary river sediments of the Rhenish Massif, as demonstrated in the Ölkaute. The deep exsiccation of the saprolite must have contributed to the oxidation of the upper zones of the saprolite.

Table 13. Eisenbach Ölkaute: synthetic profile of a semi-terrestrial saprolite of the Mesozoic–Tertiary weathering mantle, covered by an Upper Oligocene soil sediment and fluvial sediments as well as Pleistocene periglacial layers. Horizon symbols and characterization are according to AG Bodenkunde (2005). Depth refers to the lower boundary. Location: north of the village of Eisenbach. TK25: 5613 Schaumburg r 3446728 h 5580017; 290 m a.s.l. Relief: plateau, weakly inclining to the west. WRB: Stagnic Luvisol

Hor. no.	Horizon symbol	Depth (cm)	Horizon characteristics
1	L + Of	2–0	Humic layer
2	Ah	0–6	Main layer from loess mixed with pumice, humic horizon, grey-brown (10YR 3/4) silty loam (Lu), humic, rooted, low bulk density, crumb structure, sharp lower boundary
3	Al	25	Main layer from loess mixed with pumice, yellowish brown (10YR 4/4) sandy loam (Ls3), weak humic, weakly rooted, smooth transition
4	S-Bt	48	Main layer from loess mixed with pumice, pale brown (10YR 4/3) silty loam (Lu), weakly rooted, dark brown clay cutans, Mn oxide concretions, polyhedral structure, sharp horizontal boundary
5	II S-Bt	78	Middle layer, dominated by loess, yellow-brown (10YR 6/6) clayey silt (Ut3), weakly rooted, dark brown (10YR 5/4) clay cutans, Mn oxide concretions, polyhedral to prismatic structure, sharp and wavy lower boundary
6	III Sd-lCj	113	Base layer, grey (10YR 7/2) and yellowish brown (10YR 5/4) loamy clay (Tl) coherent structure, high bulk density, wavy lower boundary
7	IV fiGr + fiGmk	700	Fluvial sediment (Upper Oligocene Vallendar gravel), more or less silicified white (10Y 8/1) sand with layers of sandy silt (Us, G3+Ls3), weakly rounded milky quartz pebbles and boulders, layers of massive silcrete
8	V SBj-M1	1000	Soil sediment (redistributed Plinthosol) of a pre-Upper Oligocene paleosol as filling of an erosion gully, red (2.5YR 3/4) and weakly grey mottled (5BG 7/1) loamy clay (Tl3) to clay (Tt)
9	SBj-M2	1300	Soil sediment (redistributed Plinthosol) of a pre-Upper Oligocene paleosol as filling of an erosion gully, grey (10BG 7/1), rusty mottled (10R 3/4) clay (Tt)
10	VI mCewjs	1500	Transition zone in Mesozoic–Tertiary saprolite of silt slate at the gully margin, brownish yellow (10YR 8/4), soft
11	mCewj	1900	Mesozoic–Tertiary saprolite of silt slate, white (10BG 6/1), soft, yellow and orange stains of iron oxide
12	mCorj	2100	Mesozoic–Tertiary saprolite of silt slate, light grey (5BG 8/1), soft, yellow and orange stains of iron oxide
13	mCrj	2500+	Mesozoic–Tertiary saprolite of silt slate, dark grey (5B 5/1), soft

Table 14. Eisenbach Ölkaute – texture of the fine earth (< 2 mm), free of humus and carbonates (texture analyses of saprolite were performed with ground material; therefore the data present the relative disintegration but not the real particle size of the original slate texture). Fractions: g, m and f are coarse, middle and fine; S is sand, U is silt and T is clay. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Texture (mass %)						
		cS	mS	fS	gU	mU	fU	T
Ah	6	0.54	8.27	15.34	19.76	20.71	12.19	23.19
Al	25	0.34	9.49	16.64	18.04	4.49	29.62	21.38
S-Bt	48	1.06	12.74	18.71	18.52	16.22	12.48	20.27
IIS-Bt	78	1.14	2.19	8.37	18.49	16.49	11.10	42.22
IIISd-lCj	113	0.61	1.84	8.12	11.99	13.14	9.48	54.82
IVfiGr	700	11.68	12.36	16.46	18.37	20.26	13.95	6.72
VSBj-M1	1000	0.90	0.86	0.61	3.81	9.82	11.83	72.17
SBj-M2	1300	1.36	1.27	1.89	5.15	12.26	10.63	67.44
VImCewjs	1500	0.04	0.40	2.75	16.56	22.20	23.30	34.75
mCewj	1900	0.31	0.94	4.96	20.61	21.88	22.09	29.21
mCorj	2100	0.04	0.95	2.75	23.18	22.46	20.85	29.77
mCrj	2200+	0.01	0.27	4.13	26.32	24.83	19.82	24.63



Figure 16. Eisenbach Ölkaute, white bleached saprolite from silt slate (MTV) with an erosion gully (Upper Oligocene?), refilled with red, white mottled soil sediment of a former Plinthosol.

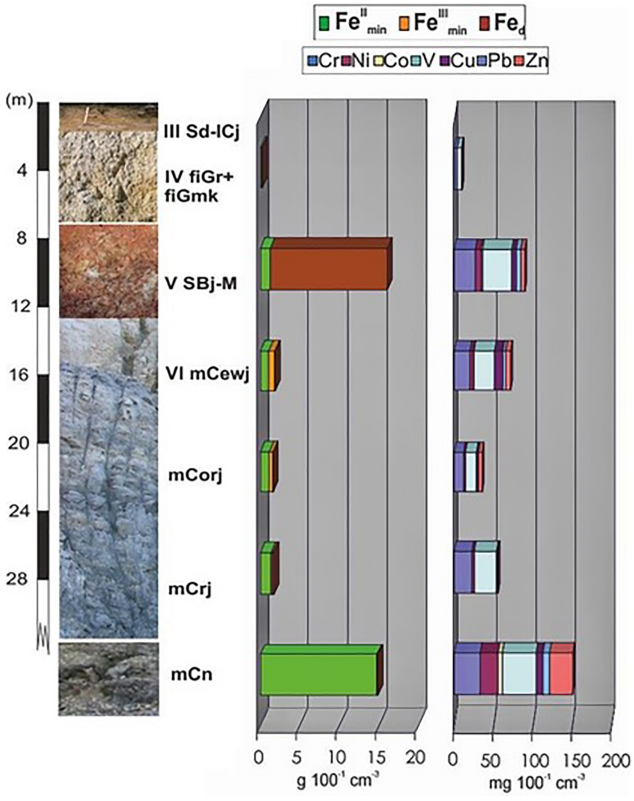


Figure 17. Eisenbach Ölkaute, semi-terrestrial saprolite: volumetric masses of iron fractions (mineralogically bound Fe^{III}_{min} and Fe^{II}_{min}, as well as free iron oxides Fe_d) and trace elements of fresh slate and saprolite.

Bulk mass losses are clearly higher within the bleached and reduced zones (Fig. 14) than in the terrestrial saprolite of Eisenbach Töpferkaute (Fig. 12). Because of leaching under reducing conditions, iron and other metal ions are strongly depleted (Fig. 17). Therefore, iron oxide contributes more than 25 % to the bulk mass loss. The relative proportion of SiO_2 in the bulk mass loss increases from the lower to the uppermost saprolite zone and indicates the increase of desilication. As only the illite minerals weathered to kaolinite while muscovite remained stable, the losses of K_2O are rather low.

5.3.2 Soil sediment

A former erosion gully, several metres deep (Fig. 16), which extended from the former plantation plain downwards to a valley, cut through the bleached saprolite and was filled with soil material of a red-white mottled Plinthosol after the soil has been undercut by linear erosion of the soft saprolite. It broke down and was mixed with fragments of the bleached saprolite. The paleosol material has a clay content around 70 mass % (Table 14), typical of Cretaceous–Paleogene fersiallitic paleosols. The reason for such a high clay content is the weathering of muscovite remaining stable within the saprolite and the transformation to kaolinite (65–70 mass %) and illite (30–35 mass %). Up to 50 % of the kaolinite fraction consists of fireclay. The negligible contents of fireclay within the saprolite shows that the formation of fireclay is typically bound to fersiallitic and ferrallitic paleosol horizons, which were subject to strong desilication.

From the characteristics of the soil sediment and the analytical data the processes of soil formation, such as acidification, weathering of silicates and desilication and neoformation of kaolinite, can be concluded. The isovolumetric balance shows that the volumetric contents of Fe_2O_3 in the soil sediments match those of the fresh slate (Fig. 14). Iron obviously was not leached from the paleosol. This could be a consequence of permanent oxidizing conditions within the soil zone, which did not allow an enhanced mobility of iron. The fact that the underlying saprolite is nearly free of mineralogically bound iron and completely depleted in free iron oxides leads to two hypotheses:

a. If bleached saprolite became the parent material of the soil after phases of erosion of previous soils (e.g. due to

Table 15. Eisenbach Ölkaute: contents of pedogenic oxides. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Fe_o (mg g^{-1})	Fe_d (mg g^{-1})	Fe_o / Fe_d	Mn_d (mg g^{-1})	Si_l (mg g^{-1})	Al_l (mg g^{-1})
Ah	6	3.24	7.49	0.43	0.42	11.98	11.11
Al	25	2.90	7.70	0.38	0.63	11.74	13.16
S-Bt	48	2.33	9.87	0.24	1.32	16.86	20.10
IIS-Bt	78	0.55	12.36	0.04	0.23	8.72	9.97
IIISd-lCj	113	0.12	9.17	0.01	0.02	10.81	15.42
IVfiGr	700	0.04	0.25	0.16	0.01	0.60	1.93
VSBj-M1	1000	0.76	82.58	0.01	0.03	3.02	8.35
SBj-M2	1300	0.20	20.22	0.01	0.02	2.11	7.08
VImCewjs	1500	0.13	21.19	0.01	0.09	1.59	5.88
mCewj	1900	0.05	0.73	0.06	0.01	2.84	2.21
mCorj	2100	0.05	0.28	0.17	0.01	3.04	1.99
mCrj	2200+	0.16	1.20	0.13	0.01	2.87	1.42

Table 16. Eisenbach Ölkaute: clay mineral composition. LM is labile minerals > 1.8 nm, Sm is smectite, WL is mixed layer minerals, Chlp is primary chlorite, Chls is secondary (Al–)chlorite, Ver is vermiculite, Ill is illite, Kao icd is fireclay and Kao bad is *b*-axis disordered kaolinite; n.n. refers to values that are not detectable. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Clay minerals < 2 µm (mass %)*									
		LM	Sm	WL	Chlp	Chls	Ver	WL	Ill	Kao icd	Kao bad
Ah	6	2	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	64	10	25
Al	25	4	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	4	n.n.	58	14	21
S-Bt	48	4	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	59	13	24
IIS-Bt	78	6	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	39	28	27
IIISd-lCj	113	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	27	52	22
IVfiGr	700	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	0	68	32
VfSBj-M1	1000	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	35	28	37
fSBj-M2	1300	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	32	37	32
VImCewjs	1500	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	65	2	32
mCewj	1900	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	73	2	24
mCorj	2100	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	75	2	22
mCrj	2200+	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	75	3	22

* Masses calculated with reflex intensity × factor (Tributh and Lagaly, 1989).

Paleogene climate changes or tectonic uplift), the contents of iron oxides must have been supplied by precipitation of iron in the capillary seam of the groundwater. This seems to be less possible, as the saprolite below is completely depleted in iron, which means that the iron concentration of the groundwater was extremely low.

b. The high iron content of the paleosol results from the weathering of the fresh slate under terrestrial conditions at the beginning of the formation of the weathering mantle and before the saprolite with the groundwater body was formed. According to this, during the whole period of formation of the weathering mantle, the soil surface was stable and little erosion took place. In the case of erosion, the primarily formed soil horizon was removed with time and the bleached saprolite became the parent material. This remains to be an unresolved question.

5.3.3 Silicified fluvial sediment

The western wall of the saprolite open-cast mine cuts a bank of fluvial sediments, superimposing the soil sediment fill of the former erosion gully and the adjacent bleached saprolite. The sediments consist of partly silicified and cemented pure quartz sand with gravel of well-rounded milky quartz, which derived from erosion of less weathered primary quartz veins within the saprolite. Less rounded boulders of Taunus quartzite, up to 40 cm in diameter, indicate a long distance transport of the fluvial sediments because the next sources of Taunus quartzite are located more than 3 km away in a south–south-east direction. They must have been sedimented in the Upper Oligocene Vallendar river system on the Pale-

ogene planation plain, before the tectonic subsidence of the fault blocks and the incision of the Late Tertiary and Quaternary valleys, separating the planation plane around Ölkaute from the High Taunus. The isovolumetric balance of elements (Fig. 14) shows a strong absolute accumulation of silica, indicating silification as a consequence of (semi-)arid climate conditions, which existed throughout Middle Europe in the transition from the Upper Oligocene to the Lower Miocene.

5.3.4 Periglacial layers and Holocene soil

The uppermost layers, 2 m thick, above the Tertiary fluvial sediments consist of periglacial layers, organized in basal, middle and main layers (Table 13).

The basal layer is free of loess but rich in clay (Table 14) and consists of a more or less brown to white loam, which derived from congelifraction of the saprolite. During thaw periods the porous saprolite was saturated with water, which caused rapid congelifraction during the frost periods. The disintegration of kaolinite aggregates (booklets), which tend to develop as pseudomorphoses of weathered silicates, severely enhanced the clay content. Admixture of saprolite zones and paleosol material increased the contents of pedogenic iron. The contents of amorphous silica and aluminum correlate with the contents of clay (Table 15). The middle layer is dominated by loess but contains also a proportion of material of the basal layer, rich in clay. The pedogenic SBt horizon characterizes a Stagnic Luvisol. Micromorphological analyses show that the majority of the clay cutans were destroyed by periglacial frost pressure and therefore occur as fragments and coatings as zones within the loess matrix, apart from recent voids. Thus, a pre-Holocene formation of a relic Bt horizon is probable. The main layer consists of loess mixed with pumice of the Laacher See eruption and shows clay accumulation in its basal part and impoverishment of clay in the upper part as a consequence of Holocene weathering and clay migration.

5.4 Burgkopf basalt quarry: autochthonous pre-Upper Oligocene Plinthosol

Near the village of Biebrich, the flat basalt dome, Burgkopf, rises above the Tertiary planation plain, covered by loessial periglacial layers with a strong admixture of Vallendar gravel, which intermits with the rise of the dome. The wall of a former quarry, in which basalt columns of the Upper Oligocene basalt duct were mined, exposes the profile of an autochthonous Plinthosol, about 4–6 m thick, above bleached saprolite from Devonian slates and sandstones (Table 17, Fig. 18). The volcanic basalt duct cuts through the paleosol which was preserved below a layer of laminated basalt tuff. This confirms a pre-Upper Oligocene age of the paleosol. High contents of clay above 50 mass % (Table 18) and pedogenic oxides (Table 19) indicate an intensive weathering

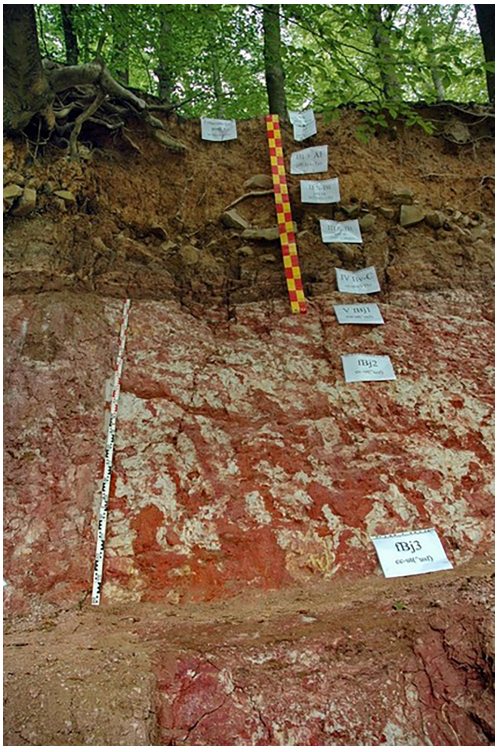


Figure 18. Burgkopf: pre-Upper Oligocene Plinthosol of the MTV, covered by a layer of Upper Oligocene basalt tuff and loessial periglacial layers.

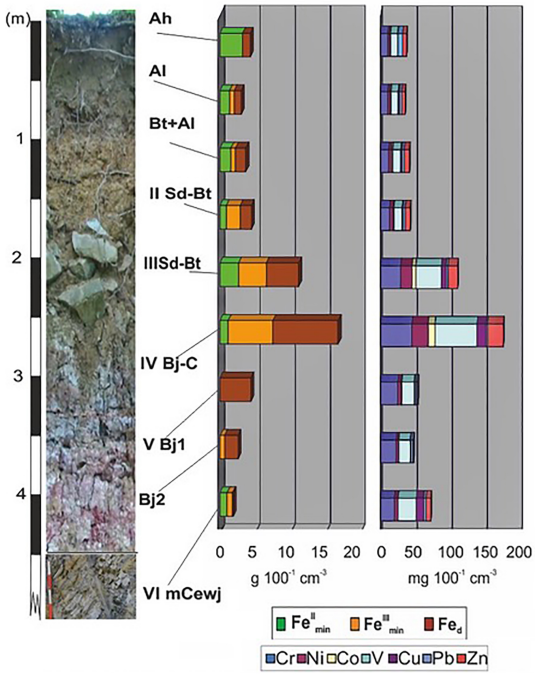


Figure 19. Burgkopf, pre-Upper Oligocene Plinthosol: volumetric masses of iron fractions (mineralogically bound Fe^{III}_{min} and Fe^{II}_{min}, as well as free iron oxides Fe_d) and trace elements of fresh slate and saprolite.

Table 17. Burgkopf: autochthonous pre-Upper Oligocene Plinthosol from saprolite, below Oligocene basalt tuff and Pleistocene periglacial layers of loess with fragments of basalt rock. Horizon symbols and characterization are according to AG Bodenkunde (2005). Depth refers to the lower boundary. Location: Burgkopf, near the village of Biebrich. TK 5613 Schaumburg r 3425088 h 5575723; 458 m a.s.l. Relief: near the crest of a basalt dome. WRB: (Stagnic) Luvisol.

Hor. no.	Horizon symbol	Depth (cm)	Horizon characteristics
1	Ah	6	Main layer of loess with pumice, dark yellow grey (5Y3/2) strong clayey silt (Ut4), weak to middle humic, fine crumbly, strongly rooted
2	Al	30	Main layer of loess with pumice, brownish yellow (10YR4/3) strong clayey silt (Ut4), weak humic spots, weakly rooted, sub-polyhedral to platy structure
3	Bt + Al	60	Main layer of loess with pumice, brownish yellow (10YR 4/3) and yellow brown zones (10YR 4/4), strong silty clay (Tu4, X1) with some horizontally orientated stones, weakly rooted, sub-polyhedral to polyhedral structure, dark brown zones with clay cutans, lower boundary interfingered with the horizon below
4	II S-Bt	100	Middle layer of loess and basalt, yellow brown (10YR 4/4) and dark brown (7.5YR5/4) zones, silty clay, moderate stony (Tu3, X2), weakly rooted, prism structure with dark brown clay cutans and spots of Mn oxides on ped surfaces, biopores with clay cutans, diffuse rusty mottles
5	III S-Bt	150	Basal layer of basalt tuff and some loess, yellowish brown (10YR 5/4) silty clay with basalt fragments and blocks (Tu3, Gr3, X3, mX), polyhedral to prismatic structure, weakly rooted, partly very strong compacted, diffuse rusty mottles, wavy lower boundary with accumulation of stones
6	IV Bv-C	190	Compact basalt tuff with alternating light grey, brown grey, red brown and purplish layers, centimetres thick, of clayey loam, strong gravelly and stony (Lt3, Gr4, X4), light olive grey inclusions of monomineralic smectite, coarse prismatic structure, sharp lower boundary marked by a concretionary band of goethite accumulation 1 cm thick
7	V fBj1	210	Paleogene Plinthosol, brown red (2.5YR 4/6) and purplish red (10R4/4) weak silty clay (Tu2) with white (10Y8/1) horizontally orientated spots, coarse prismatic to coherent structure, gliding transition
8	fBj2	300	Paleogene Plinthosol, red (10R4/4) silty clay (Tu3) with light grey to white (10Y8/1, 5BG8/1) spots, coherent to coarse prismatic structure, gliding transition
9	fBj3	400	Paleogene Plinthosol, purplish red (10R3/4) clayey loam (Lt3) with light grey (10Y8/1) and yellow red (5YR 6/6) spots, decreasing with depth, coherent to coarse prismatic structure, gliding transition
10	fBj4	500+	Paleogene Plinthosol, purplish red to red brown (10R6/3) silty loam (Lu) with a smaller part of light grey spots (5Y8/1), coherent to coarse prismatic structure

Table 18. Burgkopf: texture of the fine earth (< 2 mm), free of humus and carbonates. Fractions: c, m and f are coarse, middle and fine; S is sand, U is silt and T is clay. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Texture (mass %)						
		cS	mS	fS	cU	mU	fU	T
Ah	6	0.53	4.30	4.37	38.71	24.62	8.79	18.68
Al	30	0.39	4.04	4.44	42.05	21.66	9.14	18.28
Bt + Al	60	0.22	2.81	3.46	38.11	20.87	7.77	26.76
II S-Bt	100	0.19	4.19	4.67	32.80	18.31	7.86	31.99
III S-Bt	150	2.15	3.81	10.09	23.77	18.61	10.06	31.49
IV Bv-C	190	2.44	2.73	11.47	17.48	18.51	9.80	37.57
V fBj1	210	0.00	0.22	2.19	6.62	14.91	22.81	53.26
fBj2	300	0.10	0.36	11.47	20.94	15.37	15.17	36.59
fBj3	400	0.15	0.72	22.06	24.69	9.11	7.88	35.40
fBj4	500+	0.05	0.29	13.75	25.57	13.65	13.75	32.95

of the slate. The maximum of pedogenic iron, manganese and silica occurs in the uppermost horizon of the Plinthosol, which suggests a soil formation under the influence of a high groundwater table.

Besides illite, about 40–50 mass % of the clay fraction consist of kaolinite (Table 20). Weathering transformed all iron-bearing silicates completely to pedogenic iron oxides, and easy to mobilize heavy metals were leached (Fig. 19).

Table 19. Burgkopf: contents of pedogenic oxides. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Fe_o ($mg\,g^{-1}$)	Fe_d ($mg\,g^{-1}$)	Fe_o / Fe_d	Mn_d ($mg\,g^{-1}$)	Si_l ($mg\,g^{-1}$)	Al_l ($mg\,g^{-1}$)
Ah	6	2.80	9.10	0.31	0.14	4.18	7.62
Al	30	2.66	7.85	0.34	0.36	3.96	7.50
Bt + Al	60	2.58	10.33	0.25	0.39	4.42	8.85
II S-Bt	100	2.69	11.18	0.24	0.69	6.58	10.09
III S-Bt	150	1.50	30.54	0.05	0.64	9.01	12.41
IV Bv-C	190	1.11	61.62	0.02	1.69	13.32	16.71
V fBj1	210	0.12	39.45	0.00	0.09	10.33	9.84
fBj2	300	0.09	12.73	0.01	0.02	2.96	4.88
fBj3	400	0.08	15.29	0.01	0.02	3.06	5.82
fBj4	500+	0.06	8.02	0.01	0.01	3.62	5.59

Table 20. Burgkopf: clay mineral composition. LM is labile minerals > 1.8 nm, Sm is smectite, WL is mixed layer minerals, Chlp is primary chlorite, Chls is secondary (Al–)chlorite, Ver is vermiculite, Ill is illite, Kao icd is fireclay and Kao bad is *b*-axis disordered kaolinite; n.n. is not detectable. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Clay minerals < 2 µm (mass %)									
	Depth (cm)	Sm	WL	Chlp	Chls	Ver	WL	Ill	Kao icd	Kao bad
Ah	6	n.n.	9	n.n.	33	3	6	37	3	5
Al	30	n.n.	n.n.	n.n.	32	16	5	36	3	6
Bt + Al	60	n.n.	8	n.n.	32	3	13	39	2	3
II S-Bt	100	n.n.	8	n.n.	27	4	12	42	2	5
III S-Bt	150	9	12	n.n.	n.n.	n.n.	12	39	5	8
IV Bv-C	190	7	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	0	73	20
V fBj1	210	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	57	21	22
fBj2	300	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	61	16	23
fBj3	400	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	57	24	19
fBj4	500+	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	56	19	24

* Masses calculated with reflex intensity × factor (Tributh and Lagaly, 1989).

The contents of pedogenic oxides are high and decrease with depth following the decreasing intensity of weathering.

During the eruption of the volcano, heat and moisture caused auto-hydrothermal processes that overprinted the layer of basalt tuff and led to silification and induration, as well as the formation of pure smectite concretions and veins. The basalt of the duct as well as a zone of the adjacent Plinthosol, 50 cm thick, also show a neo-formation of smectite.

Kaolinitization continued after the volcanic activity and caused the neo-formation of kaolinite from mafic minerals of the basalt tuff (Table 20).

The deposition of periglacial layers above the basalt tuff started with the accumulation of coarse fragments of basalt columns and boulders as a basal layer. The subsequently deposited loess of the middle layer invaded the hollows of the loosely packed rock fragments of the basal layer. The middle layer was subject to weathering and formation of a Luvisol during a pre-Holocene interglacial period. Micromorphological investigations of the Bt horizons show that clay cutans of former pores are disturbed and squeezed by frost pressure or cryoturbation, while recent pores show no signs of accumulation of fine clay. The main layer, which consists of a mixture of loess and pumice of the Late Pleistocene Laacher See eruption, shows a clear clay enrichment near the basis as a consequence of Holocene soil formation.

5.5 Wasenbach gravel pit: autochthonous Miocene Plinthosol

Several large gravel pits around the village of Wasenbach (Fig. 1) expose banks of pure, white quartz sand and gravel, several tens of metres thick, which stratigraphically belong to the youngest terrace (tT1 according to Requadt, 1990) of the Upper Oligocene Vallendar river system. In part, they derived from reworked gravel of an older terrace (tT2, after Requadt and Buhr, 1989) in a higher relief position. The sediments consist of alternating layers of quartz gravel, sand and kaolinitic sandy silt, deriving from the reworked weath-

Table 21. Wasenbach: autochthonous Miocene Plinthosol from Oligocene alluvial sediments above Vallendar gravel beds, covered by Pleistocene periglacial layers. Horizon symbols and characterization are according to AG Bodenkunde (2005). Depth refers to the lower boundary. Location: near the village of Wasenbach. TK25: 5613 Schaumburg r 3427002 h 5577275, 281 m a.s.l. Relief: gentle slope. WRB: Stagnic Luvisol.

Hor. no.	Horizon symbol	Depth (cm)	Horizon characteristics
1	Ah	17	Main layer of loess, grey-brown (10YR 3/4) strong clayey silt (Ut4), middle humic, middle rooted, low bulk density, crumb structure, sharp horizontal lower boundary
2	Sw-Al	35/60	Main layer of loess, yellowish brown (10YR 4/4) clayey silt (Ut3), weak humic, weakly rooted, low to middle bulk density, sub-polyhedral structure, gliding transition
3	II S-Bt	100	Middle layer of loess solifluction, dark yellow brown (10YR 5/6) silty clay, weak stony and gravelly (Tu3, X2, G2), near the basis alternating with solifluction layers with red brown (2.5YR 6/8) material from the lower horizon, coarse prismatic structure, sharp and wavy lower boundary
4	III C (fGroj) + Bt	140	Middle layer of loess solifluction, colour intensively changing between reddish brown (5YR 6/6), light brownish red (2.5YR 6/8) and brown (10YR 5/6), silty loam, gravelly (Lu3, G 3) coarse prismatic
5	IV C (fGroj)	180	Purplish red to red (10R 4/8) and yellow (2.5Y 8/6) layers of silty loam (Lu), platy structure, sharp lower boundary
6	V fGroj1	230	Miocene Plinthosol, purplish red to red (10R 4/4 to 10R 4/8) silty loam (Lu) with yellow spots (2.5Y 8/6), horizontally orientated in the uppermost decimetre
7	fGroj2	350	Miocene Plinthosol, large yellow (2.5Y 8/6) spots of strong clayey silt (Ut4) alternating with purplish red spots (10R 4/8) of silty fine sand (fSu3), sharp lower boundary
8	VI fGorj	450	Orange-brown (10YR 8/6-6/6) silty middle sand (mSu3)
9	fGrj	1000+	Upper Oligocene Vallendar gravel, grey-white (N 8/0) silty middle sand and banks of gravel (mSu3, G), with banks of ferruginous silcrete centimetres to decimetres thick

Table 22. Wasenbach: texture of the fine earth (< 2 mm), free of humus and carbonates. Fractions: c, m and f are coarse, middle and fine; S is sand, U is silt, T is clay, y is yellow and r is red. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Texture (mass %)						
		cS	mS	fS	cU	mU	fU	T
Ah	17	0.67	7.17	8.45	34.93	22.83	8.31	17.62
Sw-Al	35/60	0.78	7.51	7.42	36.99	22.27	8.60	16.43
IIS-Bt	100	2.69	4.54	6.77	30.43	18.20	6.89	30.48
IIIC(fGroj) + Bt	140	2.06	4.68	11.38	23.89	16.09	12.23	29.67
IVC(fGroj)	180	0.13	0.54	9.49	27.40	20.27	15.10	27.06
VfGroj1(y)	230	0.83	5.51	19.97	28.58	14.90	10.42	19.79
VfGroj1(r)	230	0.60	5.31	20.89	26.98	14.93	10.94	20.35
fGroj2(y)	350	0.71	12.07	36.46	22.18	8.43	6.48	13.67
fGroj2(r)	350	2.23	25.85	45.13	10.87	4.91	4.11	6.91
VIfGorj	450	0.11	16.53	53.11	13.35	4.58	3.97	8.35
fGrj	1000+	32.35	33.47	21.40	5.16	1.42	2.23	3.96

Table 23. Wasenbach: contents of pedogenic oxides; y is yellow and r is red. Depth refers to the lower boundary.

Horizon	Depth (cm)	Fe_o (mg g^{-1})	Fe_d (mg g^{-1})	Fe_o / Fe_d	Mn_d (mg g^{-1})	Si_l (mg g^{-1})	Al_l (mg g^{-1})
Ah	17	3.17	6.99	0.45	0.94	10.92	6.76
Sw-Al	35/60	3.33	7.41	0.45	0.95	12.25	7.71
IIS-Bt	100	1.27	13.35	0.10	0.18	12.81	9.21
IIIC(fGroj) + Bt	140	0.09	22.22	0.00	0.07	8.66	5.62
IVC(fGroj)	180	0.07	24.25	0.00	0.05	7.97	6.14
VfGroj1(y)	230	0.05	31.81	0.00	0.03	6.92	5.16
VfGroj1(r)	230	0.36	32.11	0.01	0.03	7.50	5.67
fGroj2(y)	350	0.04	3.56	0.01	0.01	5.73	4.24
fGroj2(r)	350	0.06	11.33	0.01	0.02	4.51	3.64
VIfGorj	450	0.04	5.21	0.01	0.02	5.73	4.24
fGrj	1000+	0.03	0.08	0.33	0.01	4.75	3.64

Table 24. Wasenbach: clay mineral composition. LM is labile minerals > 1.8 nm, Sm is smectite, WL is mixed layer minerals, Chlp is primary chlorite, Chls is secondary (Al–)chlorite, Ver is vermiculite, Ill is illite, Kao icd is fireclay and Kao bad is *b*-axis disordered kaolinite; n.n. refers to values that are not detectable.

Horizon	Depth (cm)	Clay minerals < 2 µm (mass %)									
		LM	Sm	WL	Chlp	Chls	Ver	WL	Ill	Kao icd	Kao bad
Ah	17	3	0	0	0	0	0	16	72	6	3
Sw-Al	35/60	4	0	2	0	21	0	12	49	8	4
IIS-Bt	100	0	8	6	0	0	0	6	41	23	15
IIIC(fGroj) + Bt	140	0	0	0	0	0	0	0	56	30	14
IVC(fGroj)	180	0	0	0	0	0	0	0	56	30	14
VfGroj1(y)	230	0	0	0	0	0	0	0	55	34	11
VfGroj1(r)	230	0	0	0	0	0	0	0	57	33	10
fGroj2(y)	350	0	0	0	0	0	0	0	53	35	12
fGroj2(r)	350	0	0	0	0	0	0	0	56	35	9
VIfGorj	450	0	0	0	0	0	0	0	55	33	13
fGrj	1000+	0	0	0	0	0	0	0	49	32	20

* Masses calculated with reflex intensity × factor (Tributh and Lagaly, 1989); y is yellow and r is red. Depth refers to the lower boundary.

ering mantle. The abrupt changes in particle size, intercalated channel structures and banks of ferrous silcrete indicate the activity of a shallow river with intermittent rates of streamflow. Such sediments are typical of semi-arid climatic conditions with alternating rain and dry seasons. The fluvial sediments change from gravel to sand up to the surface and the contents of fine material progressively increases. The uppermost layer was deposited as flood plain sediments, rich in silt and clay, from which an autochthonous Plinthosol with intensive red, white and yellow mottles developed under the influence of an intermittent depth of the groundwater table (Fig. 20, Table 21). Soil development occurred probably during the Miocene. The contents of silt and clay (Table 22) and pedogenic oxides (Table 23), as well as total amounts of Al, Fe and heavy metals, bound in silicates, increase from the lowermost horizon to the surface of the Plinthosol. The clay fraction consists of illite and kaolinite in similar proportions (∼ 40 % kaolinite and ∼ 60 % illite) in all horizons (Table 24). Kaolinites of the Vallendar gravel mainly derive from reworked saprolite. The proportion of kaolinite increases from the gravel to the upper Plinthosol horizons and indicates that erosion of terrestrial kaolinitic soils (e.g. Ferralsols, Plinthosols) may have delivered the fines of the flood plain sediment rather than the weathering of primary silicates in situ.

With increasing inclination of the land surface in the direction of the former Tertiary trough valley the paleosol during Pleistocene cold phases was affected by soil creep and slope downwards, increasingly incorporated into basal solifluction layers. The basal layer of the periglacial slope deposits consists of horizontally laminated, redistributed Plinthosol material. The middle layer, rich in loess with quartz gravel, and the main layer, consisting of a mixture of loess with Laacher See pumice, superimpose the basal layer. Both layers served as parent material for the Holocene Stagnic Luvisol.

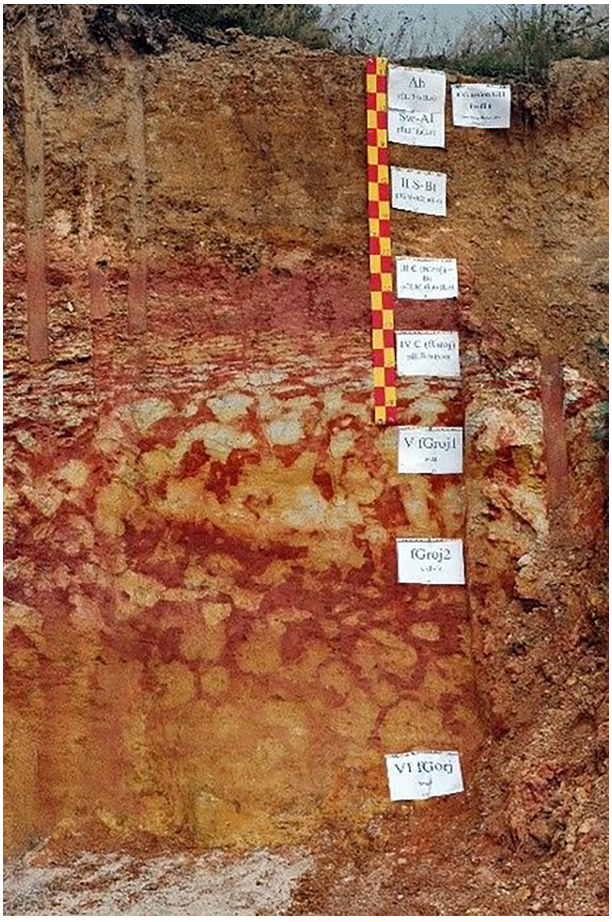


Figure 20. Wasenbach: Miocene Plinthosol from alluvial flood plain sediments above Upper Oligocene Vallendar gravel, covered by loessial periglacial layers.

Data availability. All underlying data are published in the figures and tables of this article. There are no external data.

Competing interests. The author declares that there is no conflict of interest.

Acknowledgements. Werner Heuser of the Stephan Schmidt KG, Dornburg/Langendernbach, as well as Arndt Nikolaus Loh of the Theodor Stephan KG GmbH & Co.KG in Burbach-Niederdresselndorf, supported the access to the excursion sites in Eisenbach as well as preparation of the profiles. I am grateful for the active help of Einar Eberhardt and Vincent J. N. M. L. Felde in the field and many fruitful discussions.

References

AG Bodenkunde: Bodenkundliche Kartieranleitung, 5th Edn., 438 pp., Schweizerbart, Stuttgart, 2005.

Ahlburg, J.: Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn, Jahrbuch der preußischen Geologischen Landesanstalt, 36, 269–379, 1915.

Andres, W., Bibus, E., and Semmel, A.: Tertiäre Formenelemente in der Idsteiner Senke und im Eppsteiner Horst (Taunus), Z. Geomorphol., 18, 339–349, 1974.

Blume, H.-P., Stahr, K., and Leinweber, P.: Bodenkundliches Praktikum, 3rd Edn., Spektrum, Heidelberg, 2011 (in German).

Brindley, G. W. and Gillery, F. H.: X-ray identification of chlorite species, Am. Mineral., 41, 169–186, 1956.

Felix-Henningsen, P.: Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge – Aufbau, Genese und quartäre Überprägung, Relief, Boden, Paläoklima, 6, 192 pp., Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1990.

Felix-Henningsen, P.: Mesozoic Tertiary weathering and soil formation on slates of the Rhenish Massif (Germany), Catena, 21, 229–242, 1994.

Felix-Henningsen, P.: Saprolite, in: Handbuch der Bodenkunde, edited by: Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Frede, H.-G., Guggenberger, G., Horn, R., and Stahr, K., 40th Edn., 01/15, chap. 2.1.5.2, 1–34, Wiley – VCH, Stuttgart, 2015.

Felix-Henningsen, P. and Requadt, H.: Mineralogische und geochemische Untersuchungen der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Gebiet der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge), Geologisches Jahrbuch Hessen, 113, 217–228, 1985.

Felix-Henningsen, P. and Wiechmann, H.: Ein mächtiges autochthones Bodenprofil präoligozänen Alters aus unterdevonischen Schiefern der nordöstlichen Eifel, Z. Pflanz. Bodenkunde, 148, 147–158, 1985.

Felix-Henningsen, P., Spies, E.-D., and Zakosek, H.: Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge), Eiszeitalter u. Gegenwart, 41, 56–69, 1991.

Islam, A. K. M. E. and Lotse, E. G.: Quantitative mineralogical analysis of some Bangladesh soils with x-ray, ion exchange and selective dissolution techniques, Clay Miner., 21, 31–42, 1986.

Löhnertz, W.: Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 166, 179–206, 1978.

Makumbi, M. N. and Herbillon, A. J.: Weathering of chlorite in a soil derived from a chloritoshist under humid tropical conditions, Geoderma, 13, 89–104, 1975.

Mosebach, R.: Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer, Notizblatt des Hessischen Landesmtes für Bodenforschung, 82, 234–246, Wiesbaden, 1954.

Müller, K.-H.: Morphologie des zentralen Hintertaunus und des Limburger Beckens. Ein Beitrag zur tertiären Formengenese, PhD, Univ. Marburg. Marburger Geographische Schriften, 112 pp., 1973.

Requadt, H.: Erläuterungen Blatt 5613 Schaumburg, Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, 2nd Edn., Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz, 1990.

Requadt, H. and Buhr, R.: Gliederung und Paläogeographie der tertiären "Vallendarer Schotter" im Hintertaunus, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 140, 333–342, 1989.

Sauer, D. and Felix-Henningsen, P.: Saprolite, soils, and sediments in the Rhenish Massif as records of climate and landscape history, Quaternary Int., 156–157, 4–12, 2006.

Semmel, A.: Reliefentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge-neue Befunde, neue Probleme: Zur präquartären Entwicklung, 44. Deutscher Geographentag Münster, 24. bis 28. Mai 1983, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, Stuttgart, 71–74, 1984.

Spies, E.-D.: Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendente (Thermal-) Wässer in der Nordosteifel (Rheinisches Schiefergebirge), 182 pp., PhD, Bonn, 1986.

Till, R. and Spears, D. A.: The determination of quartz in sedimentary rocks using X-ray diffraction method, Clay. Clay Miner., 17, 323–327, 1969.

Tributh, H. and Lagaly, G.: Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen, Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V., Giessen, 1–162, 1989.

Walter, R.: Geologie von Mitteleuropa, 6th Edn., Schweizerbart, Stuttgart, 1995.

Weaver, C. E. and Pollard, L. D.: The chemistry of clay minerals, Developments in Sedimentology, 15, 213 pp., Elsevier, Amsterdam, London, 1973.

M. Fuchs
Preface: Quaternary and Tertiary landscapes and their sediments in Hesse, Germany – a guidebook to selected field trips on geology, geomorphology and geoarchaeology
1

F. Volker and S. Menges
Field Trip A (23 September 2018): geology and geomorphology of Giessen and its surrounding areas
3

J. Lomax et al.
Field Trip B (27 September 2018): Quaternary environments of Giessen and its surrounding areas
15

C. Hoselmann et al.
Field Trip C (27 September 2018): Fluviatile und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet
29

P. Felix-Henningsen
Field Trip D (27 September 2018): characteristics and development of the Mesozoic–Tertiary weathering mantle and Pleistocene periglacial slope deposits in the Hintertaunus mountainous region
53