



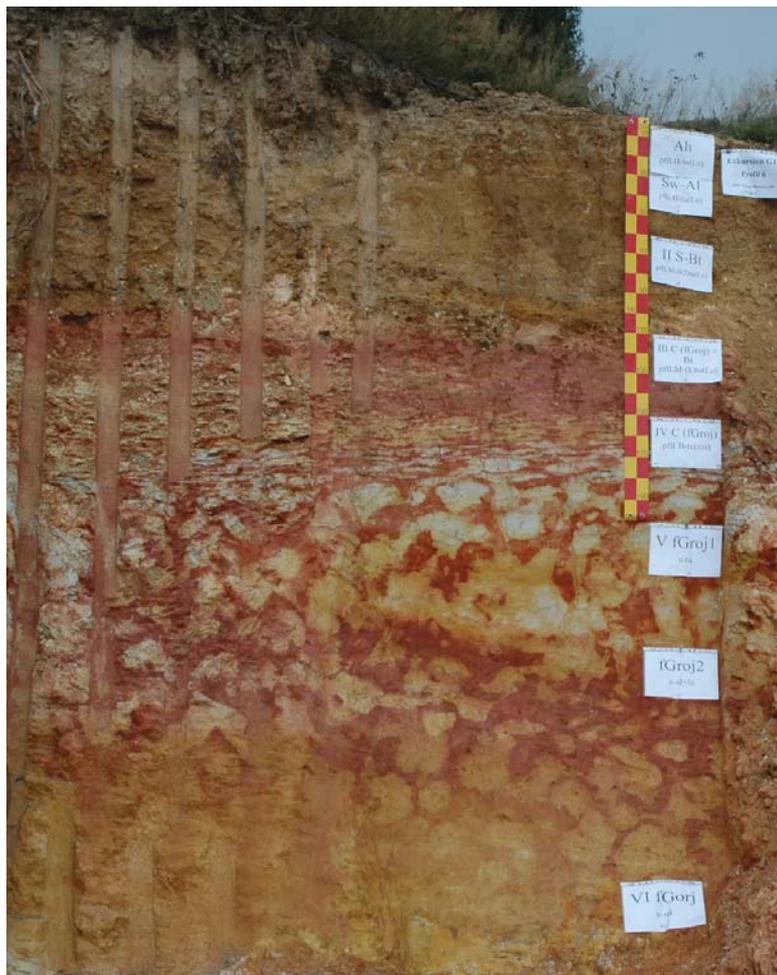
Institut für Bodenkunde und
Bodenerhaltung
Justus Liebig-Universität
Gießen



Fachbereich Geographie
Philipps-Universität
Marburg



25. Jahrestagung des Arbeitskreises Paläopedologie vom 25. - 27. Mai 2006 in Limburg/Lahn



Exkursionsführer

Programm

Donnerstag, 25.05.2006

17.00 Uhr, Stadthalle Limburg: Geschäftssitzung, Berichte aus den Arbeitsgruppen und Diskussion

19.00 Uhr, Restaurant „Georg’s“: Gemeinsames Abendessen (Büfett)

Freitag, 26.05.2006, 08.00 Uhr bis ca. 18.00 Uhr Busexkursion

1. Langhecke: Unverwitterte Schiefer und Schieferbergbau
2. Eisenbach, Ölkaute Augusta: Grundwasser-Saprolit, Tertiärsedimente und quartäre Deckschichten
3. Eisenbach, Ort: Terrestrischer Saprolit und quartäre Deckschichten
4. Mittagsbüfett im Gelände
5. Burgkopf b. Biebrich: Prä-oberoligozäner autochthoner Plinthosol unter Vulkaniten und quartären Deckschichten
6. Bärbach: Silcrete in oberoligozänen Vallendar-Schottern (tT2)
7. Wasenbach: Oberoligozäne Vallendar-Schotter mit autochthonem miozänem Plinthosol unter periglaziären Deckschichten.

Samstag, 27.05.2006, 8.00 Uhr bis ca. 13 Uhr Busexkursion

1. Gemeindesteinbruch Villmar: Mitteldevonisches Stromatoporenriff, Rumpfflächen- und Terrassengene im Bereich des Limburger Beckens
2. Steinbruch Schneelsberg, nördlich Steeden: Verwitterung der Massenkalk (Bildung von Formen des Kegelkarsts) und der devonischen Schiefer (Saprolitisierung), Löss und pleistozäne Paläoböden.

Abfahrt der Busse jeweils um 08:00 Uhr am Busbahnhof (Bahnhofsplatz)



Teilnehmerinnen und Teilnehmer

Albrecht, Christian, Gießen

Baumann, Frank, Tübingen

Bibus, Prof. Dr. Erhard, Tübingen

Boerma, Jan A. K., Leusden/NL

Bronger, Prof. Dr. Arnt, Heikendorf

Brückner, Prof. Dr. Helmut, Marburg

Dambeck, Dr. Rainer, Frankfurt/M.

Eberhardt, Dr. Einar, Gießen

Faust, Prof. Dr. Dominik, Dresden

Fehn, Charlotte, M.A., Aachen

Felix-Henningsen, Prof. Dr., Gießen

Gerber, Rolf, Gießen

Gründling, Ralf, Tübingen

Grunert, Prof. Dr. Jörg, Mainz

Happek, Bodo, Stockdorf

Hoselmann, Dr. Christian, Wiesbaden

Hottenrott, Dr. Martin, Wiesbaden

Keil, Dr. Bernhard, Frankfurt/M.

Kneidl, Volker, Bad Kreuznach

Kösel, Dr. Michael, Stuttgart

Kunz, Axel

Laudenbach, Sylvie, Gießen

Lauer, Tobias, Tübingen

Lehmkuhl, Prof. Dr. Frank, Aachen

Müller, Susann, Frankfurt/M.

Opp, Prof. Dr. Christian, Marburg

Poetsch, Dr. Thomas, Hamburg

Sabel, Prof. Dr. Karl-Josef, Hofheim

Schmelmer, Dr. Karin, Mainz

Schmidt, Esther, Tübingen

Scholten, Prof. Dr. Thomas, Tübingen

Semmel, Prof. Dr., Hofheim

Skowronek, Prof. Dr. A., Bonn

Stephan, Dr. Siegfried, Rheinbach

Stolz, C., Mainz

Strunk, Prof. Dr. Horst, Regensburg

Thiemeyer, Prof. Dr. Heinrich, Frankfurt/M.

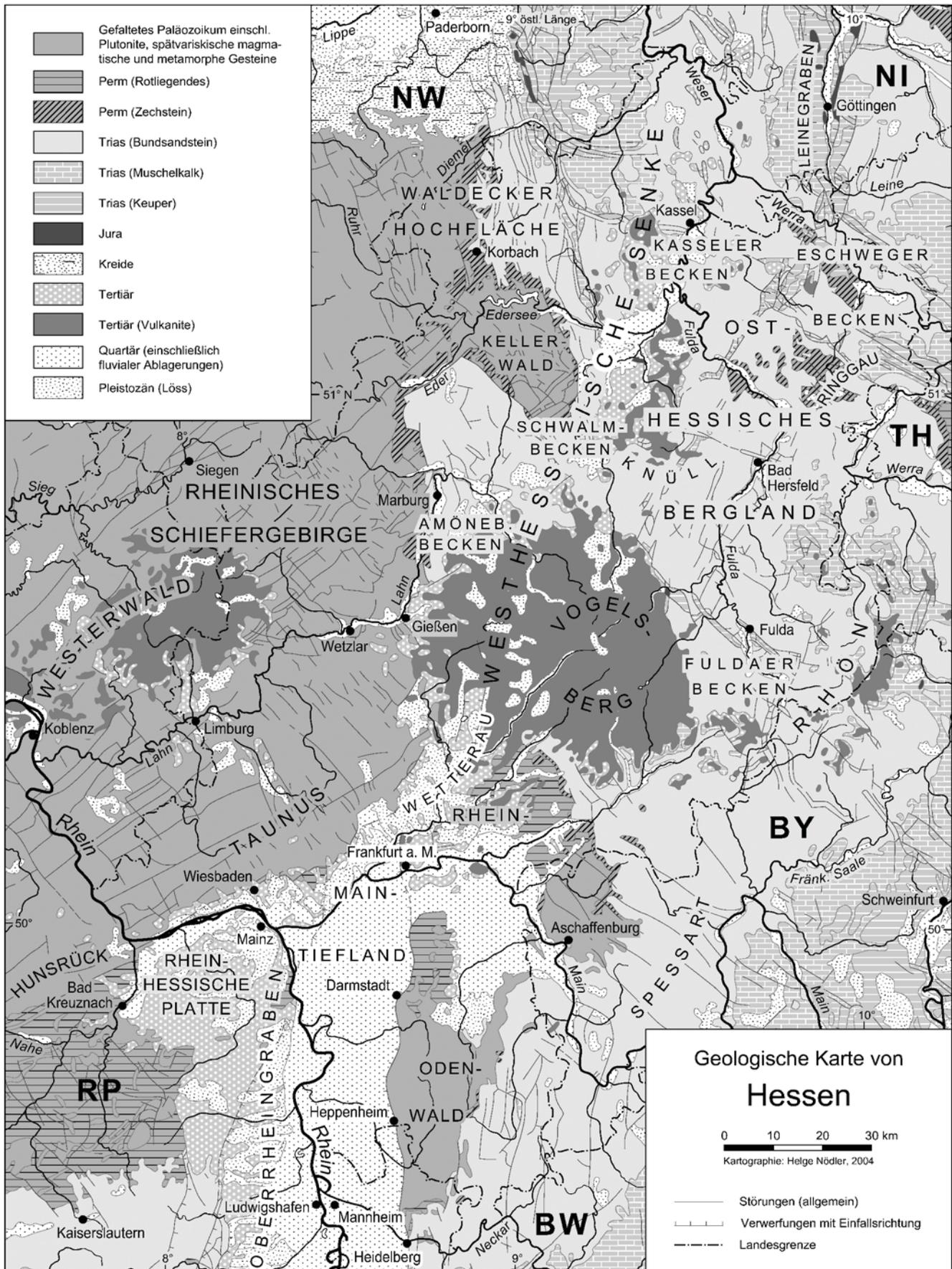
Weicken, Dr. Hans-Michael, Saarbrücken

Weidenfeller, Dr. Michael, Mainz

Wittich, Susanne, Öhningen

Zech, Michael, Bayreuth

Zech, Prof. Dr. Wolfgang, Bayreuth



Geologische Karte von Hessen (aus: Jungmann u. Brückner 2005: 11, verändert; Rahmen: Exkursionsgebiet)

Literatur:

Jungmann, W. W. & H. Brückner (2005): Die geologisch-geomorphologischen Grundlagen Hessens. Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 2005 in Marburg. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 105: 7-11.

Geologische Entwicklung Hessens (Jungmann u. Brückner 2005: 10, verändert)

Erdzeit	Häufigste Gesteine	Bildungsprozesse	Vorkommen
Quartär (Holozän)	Auelehm	Warmzeit (seit ca. 11.500 Jahren); üppige Fauna und Flora; zuletzt: Anthropozän	Flusstäler
Quartär (Pleistozän)	Frostschutt, Flussschotter, Löss	Periglazialraum während der Glazialzeiten mit Solifluktuationsprozessen, Frostverwitterung und Lössakkumulation; in Interglazialen veränderte Abtragungs- und Fließdynamik der Flüsse und Erosionsvorgänge mit vorwiegender Tendenz zur Linearerosion; Ausbildung von Flussterrassen	Bildung der tief eingeschnittenen Täler von Rhein, Lahn, Eder, Fulda, Werra und Main; Lössakkumulation in Beckenlandschaften
Tertiär (Pliozän)	Talformen; Höhengschotter (Quarzschotter)	Relief Hessens in seinen heutigen Grundstrukturen weitgehend festgelegt; Flussnetz hatte praktisch seine rezente Struktur; Flusstäler waren flache, weite Mulden, heute etwa 280-300 m hoch; hohe Gebirgsteile um 400 m und höher gleichen den heutigen weitgehend	Rumpfflächenreste und Trogtäler in vielen Gebieten des Rheinischen Schiefergebirges und Ost Hessens
Tertiär	unter/mitteloligozäne marine Sande sowie unter/mittelmiozäne marine Lockersedimente und Braunkohlen; in den großräumigen Einsenkungen des Rheinischen Schiefergebirges (z.B. Westerwald, Limburger Becken, Idsteiner Senke) Akkumulation von grobklastischen Sedimenten (abgerollte Milchquarze) sowie kaolinitreichen Tonen als Abtragungsprodukten der alten, tiefverwitterten Landoberfläche (Rumpfflächenlandschaft); vulkanische Gesteine	epirogene und tektonische Bewegungen; magmatische Eruptionen; tiefgründige Verwitterung in tropisch humiden Klimaten und flächenhafte Abtragung in ariden Phasen (Rumpfflächenbildung); Bruchschollentektonik mit Vulkanismus aufgrund der alpidischen Orogenese; ab Unteroligozän: Entwicklung der Grabenbruchzone vom Oberrhein über Westhessische Senke bis zur Nordsee; Meerestransgressionen im Unter/Mitteloligozän sowie im Unter/Mittelmiozän; tektonische Verstellungen der Triasschollen um bis zu mehrere hundert Meter; weitere Abtragung der jüngeren Hochschollen => Schichtstufenlandschaft; Abtragung der Zechsteinschichten am Rand des Schiefergebirges => Freilegung der permokarbonen Rumpffläche	Beckenlandschaften in Hessen; Entstehung neuer Vulkangebiete im Westerwald, Vogelsberg, Rhön, Knüll, Habichtswald und Meißner (Höhepunkt des Vulkanismus im Obermiozän)
Kreide		Festland; intensive Abtragung der älteren Deckschichten in tropischem Klima	Kreide tritt in Hessen nicht auf
Jura	Lias-Gesteine	Meer erreicht größte Ausdehnung in der Erdgeschichte Europas; quer durch Hessen zwischen Schiefergebirge und Böhmischer Masse begann sich durch epirogene Bewegungen ein Festland herauszubilden	jurassische Gesteine (Lias) in Hessen nur in tektonischen Gräben erhalten
Trias (Keuper)	charakteristisch sind wechselnde marine und terrestrische Ablagerungen, z.B. bunte Letten (Tonsteine)	Vorherrschaft des Meeres in Mitteleuropa vorübergehend zurücktretend	
Trias (Muschelkalk)	überwiegend Kalke und graue bis gelbliche Mergelserien, z.T. sehr fossilreich	Ablagerung vorwiegend mariner Sedimente; in Osthessen gestalten diese Gesteine die Oberflächenformen	Germanisches Becken
Trias (Buntsandstein)	Sandsteine	meistens terrestrische Ablagerung rotbunter, überwiegend sandiger Sedimente (bis 1200 m mächtig); häufig rhythmische Folge von Sanden u. tonigen Lagen	Germanisches Becken
Perm (Zechstein)	Fazies in Hessen meist mit groben Konglomeraten und Sandsteinen einsetzend; in Senkungszone Abfolge von Schiefertönen, z. T. erzhaltig, bis leicht löslichen Salzen (Stein- und Kalisalz).	Flachmeer dringt von Norden nach Mitteleuropa; Trockenklima bewirkt Eindampfung des Meeresswassers in abgeschnittenen Becken; insgesamt vier Ton-Salz-Serien; an Küsten des tropisch warmen Meeres Bildung von Korallenriffen	Hessen (in Salinargebieten Ost Hessens bis 600 m mächtig), Riffkalke im Werragebirge
Perm (Rotliegendes)	von grobklastischen Konglomeraten bis zu Schiefertönen; Melaphyre und Porphyre (Messeler Hügelland)	Fazies differenziert nach Nähe der Sedimentationsräume zum Gebirge; ferner magmatische Gesteine	Gebirgsvorland des Rheinischen Schiefergebirges, epirogene Senkungsfelder
Karbon	Tonschiefer und Quarzite	Variskische Orogenese: Hauptphase der intensiven Faltung und Hebung des ehemaligen Geosynklinalraumes (vor allem: Oberkarbon); Beginn der Abtragung mit Heraushebung über den Meeresspiegel => Bildung der permokarbonen Rumpffläche	Rheinisches Schiefergebirge
Devon	in küstennahen Gebieten: gröbere Sandsteine, Grauwacken und Konglomerate; Riffkalkstein; Ergussgesteine: Diabase und Keratophyre; Erzlagerstätten (in Lahn-Dill-Mulde)	mariner Senkungsraum wird mit mehreren tausend Meter mächtigen feinkörnigen Sedimenten gefüllt; bei nachfolgender Orogenese immer wieder Aufbrüche der untermeerischen Erdkruste (=> Vulkanismus); Riffbildung auf submarinen Schwellen	Rheinisches Schiefergebirge
Silur	älteste Gesteine: verfaltete, stark metamorphisierte Sedimente u. Tiefengesteine (Granite, Diorite, Gabbros, Hornfelschiefer, Phyllite, Serizitgneise, Grünschiefer)	kristalliner Sockel (später bei Heraushebung und Abtragung der jüngeren Deckschichten wieder freigelegt)	Vortaunus, Odenwald, Spessart

Freitag, 26.05.2006

Aufbau, Genese und quartäre Überprägung der Mesozoisch-Tertiären Verwitterungsdecke (MTV) im Hintertaunus (Rheinisches Schiefergebirge)

P. Felix-Henningsen, E. Eberhardt

Einleitung

Das Rheinische Schiefergebirge ist mindestens seit dem Jura, d.h. seit etwa 200 Mio. Jahren, Festland. In diesem Zeitraum prägten die jeweils Millionen Jahre andauernden Phasen mit tropisch-subtropisch humiden und semiariden, gemäßigten und periglazialen Klimabedingungen die Entwicklung der Böden und Reliefformen. Die autochthonen Relikte der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (MTV) mit fossilen, kaolinitreichen Böden über Saprolit, sind Zeugen tropisch-humider Klimabedingungen. Die MTV weist in den tektonisch schwächer gehobenen Landschaften heute noch Mächtigkeiten bis mehr als 150 m auf. Aus den Merkmalen, Mineralneubildungen, Elementausträgen und dem Bezug zu korrelierten Sedimenten wird die Polygenese der Verwitterungsdecke, und damit die Landschaftsgenese, für einen Zeitraum von über 40 Millionen Jahren rekonstruiert. Der Aufbau und die Eigenschaften der MTV sind auch charakteristisch für die Verwitterungsdecken der heutigen Tropen. Kaolinitreiche Sedimente, die in Phasen der verstärkten Erosion in Senkungsgebieten sedimentiert wurden, bilden wertvolle Lagerstätten für die keramische Industrie. Autochthone Saprolite werden je nach Mineralzone als kaolinitische keramische Zuschlagstoffe oder als vermiculitreiche gärtnerische Erden verwendet. Abtragung und Umlagerung in den Glazialen des Quartärs ließen weit verbreitete kaolinitreiche periglaziäre Deckschichten (Basislagen, „Graulehm“) entstehen, die den Böden der Mittelgebirge sehr ungünstige Standorteigenschaften (Dichtlagerung, Staunässe, Sorptionsschwäche, Nährstoffmangel) verleihen.

Exkursionsgebiete und Exkursionsroute

Die Exkursion führt naturräumlich in den Hintertaunus. Die ersten drei Exkursionshalte (Schieferhalde bei Langhecke, Ölkaute Augusta, Eisenbach-Ort) liegen in dessen westlichem Teil, dem Steinfischer Hintertaunus. Im Anschluss durchqueren wir den südlichsten Teil des Limburger Beckens, das hier mit der Idsteiner Senke eine Fortsetzung durch den Hohen Taunus nach Süden findet, in den Westlichen Hintertaunus mit den übrigen drei Exkursionsstandorten (Burgkopf, Bärbach und Wasenbach).

Das Exkursionsgebiet wird (von W nach E) von der Aar, dem Wörsbach und dem Emsbach zur Unterlahn entwässert. Die Jahresmitteltemperaturen betragen

zwischen 8,5 und 9 °C in den tiefsten Lagen und 7 °C auf den Höhen über 500 m NN, die Jahresniederschlagssummen liegen um 650 bis 750 mm.

Geologie, Relief und Verbreitung mesozoisch-tertiärer Verwitterungsrelikte im Hintertaunus

Der Taunus bildet den südöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. Tektonisch gesehen handelt es sich um eine Aufwölbung, die durch die Lahnmulde vom Westerwald getrennt ist. Der Hintertaunus bildet die Abdachung vom Hohen Taunus (bis 879 m NN) im SW zur Lahn (113 m NN bei Limburg) im NE, senkrecht zum variskischen Streichen der gebirgsbildenden Schichten. Der Taunuskamm wird vom Taunusquarzit (obere Siegenstufe, unteres Unterdevon) gebildet, an die sich nach Nordwesten die schluffig-feinsandigen Hunsrückschiefer (Unterems, oberes Unterdevon) anschließen. Südlich von Eisenbach setzt mit dem Rand des Limburger Beckens ein kleinräumiger Gesteinswechsel ein mit einem Wechsel von Tonschiefern und Quarziten des Oberems zu bunten, z. T. kalkführenden Tonschiefern des Oberdevons sowie Diabasen und Schalsteinen des Mittel- und Oberdevons. Im Westen des Exkursionsgebietes wird das Unterdevon von Wechsellagen von Quarzsandsteinen und Schluffschiefen repräsentiert. Verbreitet steht auch hier Schalstein an. Eozäne bis untermiozäne basaltische Vulkane (z. B. Burgkopf) sind dem Devon aufgesetzt. Bis ins Tertiär war das Exkursionsgebiet Abtragungsraum. Unter (sub-) tropisch-humiden Klimabedingungen entwickelte sich in der Oberkreide und im Alttertiär eine mächtige kaolinitische Verwitterungsdecke (s. o.). Im Obereozän/Unteroligozän wurden die fluvialen, vorwiegend aus gut gerundeten Milchquarzkiesen und Sanden bestehenden Vallendar-Schotter in den Tiefenzonen einer zuvor entstandene Tallandschaft sedimentiert und erreichen vor allem in Senkungsfeldern größere Mächtigkeit bis zu einigen Zehner Metern (Ahlburg 1915, Löhnertz 1978, Andres et al. 1974, Semmel 1984). Im Bereich des westlichen Rheinischen Schiefergebirges ist der Lauf des Vallendar-Flusses etwa parallel zur Mosel bis ins Neuwieder Becken zu verfolgen (Semmel 1984). Requadt (1990) nimmt an, dass es sich bei den Unterlahn-Vallendar-Schottern um im Zuge der mittel- bis oberoligozänen Meerestransgression aus Richtung des Mainzer Beckens von Süden nach Norden umgelagertes Tertiärmaterial handelt, das in der Folge nach tektonischer Hebung des Gebietes z. T. mehrmals fluvial aufgearbeitet wurde und sich nach der Höhenlage der jeweiligen Schotterbasis in fünf Terrassenkörper gliedern lässt (Requadt & Buhr 1989). Mitteloligozäne Meerestransgressionen betrafen allerdings auch die Wetterau und die Hessische Senke, östlich des Exkursionsgebietes. Im Rupel (Mitteloligozän, ca. 33 - 30 Mio. vor heute) entstand eine Verbindung von der nordalpinen Molasse-

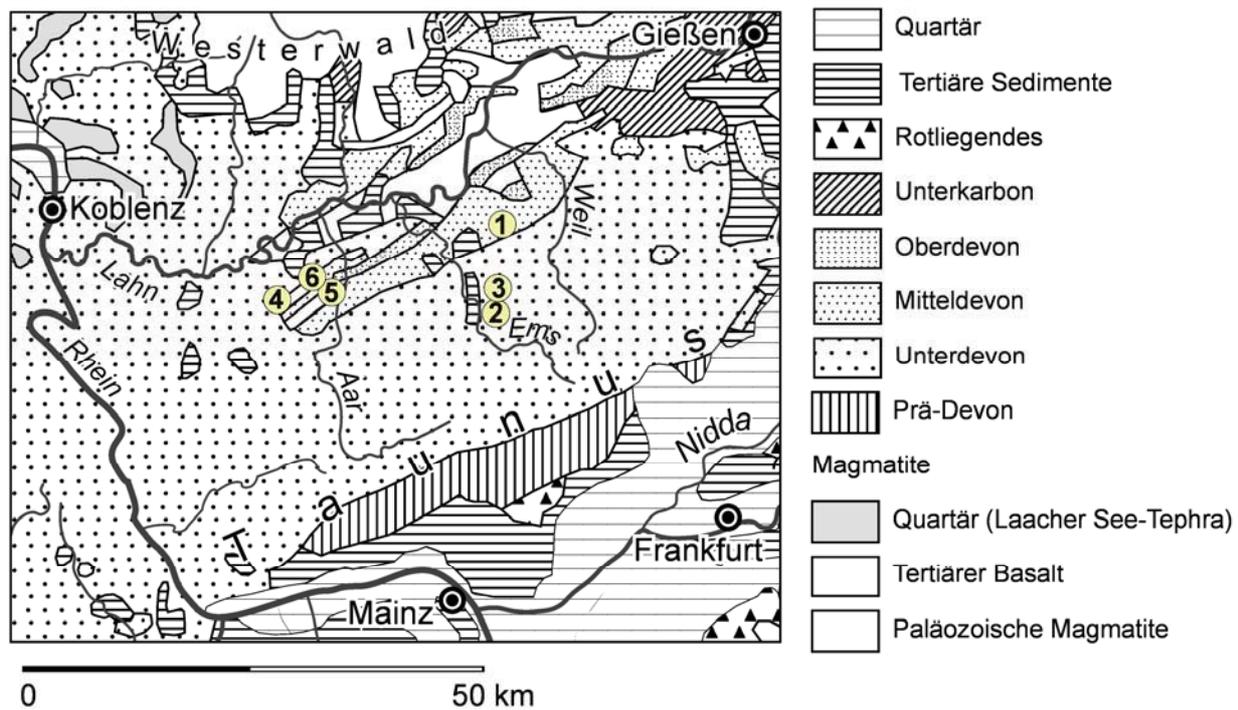


Abb. 1: Geologische Übersicht und Lage der Exkursionsstandorte

vortiefe durch den Oberrheingraben und die Hessische Senke zum Nordmeer (Walter 1995). Im Pliozän kam es im Zuge der tektonischen Hebung zu einer weiteren Zertalung des Exkursionsgebietes, wobei die Vallendar-Schotter und die sie unterlagernde MTV großteils erodiert wurden und die Gewässer ihren heutigen Lauf einnahmen (Andres et al. 1974). Im Spätpleistozän wurden die Substrate der MTV und der Vallendar-Schotter solifluidal umgelagert (Basislage). Sie sind bei geringen Hangneigungen von der Mittel- und Hauptlage bedeckt. In der Idsteiner Senke und im Limburger Becken lagern mächtige Lößdecken.

Neben einer großen Verbreitung im Limburger Becken und in der Flachkuppenlandschaft zwischen dem Weilburger Lahntal und der Weil sowie in Karstschlotten im Massenkalk ist die MTV im Hintertaunus südlich Limburg und im westlichen Aartal bis hinauf nach Würges (südlich Bad Camberg) in der Regel nur im Liegenden der Vallendar-Schotter erhalten (Müller 1973). Ähnlich ist es im westlich anschließenden Gebiet südöstlich der Cramberger Lahnschleife bei Schaumburg, Wasenbach und Bärbach (Felix-Henningsen & Requadt 1985; Requadt 1990). Stellenweise wird die MTV hier auch von Basalttuffen überlagert (Burgkopf). Auf den Höhen ist die MTV nur noch in kleinen Resten zu finden, und zwar südlich Idstein, bei Wingsbach, nordöstlich und südlich Kettenbach und westlich Lohrheim (Müller 1973); für den Westlichen Hintertaunus liegen keine Kartierungen vor.

Exkursionsstandorte

Standort 1: Langhecke: Unverwitterte Schiefer

Als Ausgangsgesteine der MTV überwiegen im Hintertaunus unterdevonische Ton- und Schluffschiefer, in die sich in einem regional unterschiedlichen Ausmaß Sandsteinbänke, quarzitisches Schichten sowie Quarzgänge und mitteldevonische Keratophyrgänge einschalten. Ein zunehmender Sandanteil der Gesteine geht mit der Zunahme des Quarzgehalts und abnehmenden Ti/Zr-Verhältnissen einher. Kohlig-bituminöse organische Substanz verleiht den Schiefern ihre schwarzgraue Färbung. Der in beiden Gebieten sehr einheitliche Mineralbestand der Schiefer weist neben Illit-Muskovit und Quarz als Hauptbestandteilen einen Anteil von 25 - 30 % an Fe-Mg-Chlorit (Fe-Rhipidolith) auf. Der Chlorit ist das Mineral mit der geringsten Verwitterungsstabilität und relativ leicht säurelöslich.

Raumgewichte: 2,49-2,58 g cm⁻³ in tonreicheren Hunsrückschiefern, 2,67-2,69 g cm⁻³ in Schluffschiefern.

Spezifische Gewichte: 2,70-2,72 g cm⁻³.

Qualitative Mineralzusammensetzung:

Muskovit: $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, 35-45 Mas-%

Fe-Mg-Chlorit: Fe-Rhipidolith, 25-35 Mas-%
 $Mg^{2+}_{2,12} Fe^{2+}_{2,16} ME^{3+}_{1,72} (Si_{2,28} Al_{1,72}) O_{10} (OH)_8$

Quarz: 25-35 Mas-%, in Sandsteinen kann der Quarzgehalt bis auf 90 % ansteigen.

Akzessorische Minerale: Pyrit, Apatit, < 1 Mas-%

Kohlig-bituminöse organische Substanz: 0,3-0,5 Mas-% C

Schwerminerale: Ultrastabile Gruppe Zirkon, Turmalin, Rutil

Tab. 1: Unterdevonische Schiefer - Gewichtsanteile der Minerale der Gesamtprobe (Pr.Nr.199 - 201 = O-Hunsrück, Pr.Nr.278 - 280 = NO-Eifel)

Pr.Nr	M-I	Chl	Quarz	Fsp.
199	37	27	36	0
200	39	25	36	0
201	36	27	37	0
278	30	24	46	2
279	35	27	38	2
280	35	24	41	5

Erläuterungen zu Tab. 1:

M-I (Mas-%) = Mas-% K₂O x 10 (n. Fanning & Kermidas, 1977)

Chl (Mas-%) = Masseverlust nach HCl+NaOH-Extraktion

Q + F (Mas-%) = Quarz und Feldspäte als Differenz:

100 % - (% I/M + % Chl).

Q (Mas-%) = Quarzgehalt der Gesamtprobe (n. Till & Spears, 1969)

Der Langhecker Schiefer wurde (neben eisen- und silberhaltigen Erzen) von den Langhecker Bergarbeitern wegen seiner hervorragenden Spaltbarkeit sogar unter Tage abgebaut und galt als einer der besten Dachschiefer Deutschlands.

Standort 2: Eisenbach - Ölkaute Augusta

In der Grube „Ölkaute Augusta“ bei Eisenbach wird seit 1960/61 kaolinithaltiger, gebleichter Saprolit, der nahezu eisenfrei ist, als sog. „Kaolin“ für die keramische Industrie von der Stephan Schmidt KG abgebaut (erste Abbautätigkeiten gehen aber mindestens auf das Jahr 1866 zurück). Die in verschiedenen Bereichen des Aufschlusses angetroffenen Verwitterungsbildungen der MTV und die sie überlagernden Sedimente wurden zu einem Idealprofil kombiniert, das die stratigraphische Abfolge der Bildungsprozesse berücksichtigt.

Der Aufschluss repräsentiert den Übergang des Oxidationshorizonts zum Reduktionshorizont im Saprolit. Die Bleichung des Saprolits belegt die Verwitterung, Kaolinitisierung und Stoffabfuhr durch ziehendes Grundwasser. Die Weißfärbung erfolgte durch den oxidativen Abbau der primären kohlig-bituminösen organischen Substanz nach Grundwasserabsenkung, die als Folge der tektonischen Hebung und ariderer Klimabedingungen im Oberoligozän einsetzte.

Ein in den gebleichten Saprolit eingeschnittener mächtiger Erosionsgully, der von der Rumpffläche zum Tal hinabzieht, wurde mit roten, grau gefleckten, Bodensedimenten eines tonreichen Plinthosols wieder aufgefüllt. Bodensedimente im Gully sowie der angrenzende Saprolit werden von einer Rinne geschnitten, die mit weißen silifizierten Quarzsanden und -schottern gefüllt ist. Gut gerundete Gerölle aus

Gangquarz und Taunusquarzit bis 40 cm Durchmesser belegen einen Ferntransport der Sedimente und eine zeitweilig starke Wasserführung des Flusses. Die nächstgelegenen Vorkommen von Taunusquarzit befinden sich ca. 3 km in SSE Richtung. Über den tertiären Sedimenten folgen periglaziäre Deckschichten mit Basis-, Mittel- und Hauptlage als Ausgangsgestein der holozänen Pseudogley-Parabraunerde.

Standort 3: Eisenbach-Ort

Die Saprolitgrube am Ortsrand von Eisenbach liegt am Unterhang einer bereits im Tertiär angelegten Talung unterhalb des Aufschlusses „Ölkaute Augusta“ (Standort 2). Der Aufschluss repräsentiert den Übergang des Saprolits in den unverwitterten Schiefer, der mit seiner schwarzgrauen Färbung an der Grubenbasis aufgeschlossen ist. Mit dem Übergang in die Saprolitzonen darüber verschwindet die primäre organische Substanz durch tiefreichende, an die Klüfte gebunden Oxidation. Die Saprolite sind über einen Tiefenbereich von 25 bis 30 m aufgeschlossen. In einer Zone mit olivfarbenem Saprolit wurde der angewitterte primäre Chlorit der frischen Schiefer durch innerkristalline Oxidation in Chlorit-Vermiculit-Wechselagerungsminerale umgewandelt. Dieses Gestein wird von der Stephan Schmidt KG abgebaut und aufgrund der guten Sorptionseigenschaften zu gärtnerischen Erden verarbeitet. Daneben treten mächtige Saprolitzonen auf, in denen der primäre Chlorit der Schiefer vollständig in Kaolinit umgewandelt wurde. Diese Zonen werden durch hohe Goethit- und Hämatitgehalte lebhaft bunt gefärbt. Die Oxidation des Saprolits bis zum unverwitterten Schiefer und die hohen freien Eisenoxidgehalte belegen, dass Verwitterung und Auswaschung unter ungesättigten, aeroben Bedingungen stattgefunden haben. Da der Aufschluss in einer morphologisch tieferen Position als der Aufschluss „Ölkaute Augusta“ (Standort 2) liegt, ist zu folgern, dass die Tiefenverwitterung nach der fortgeschrittenen Landhebung, Taleintiefung und Grundwasserabsenkung in einer jüngeren warm-humiden Klimaphase des Tertiärs, vermutlich also im Miozän, erfolgte.

Standort 4: Burgkopf

Der Burgkopf (bei Biebrich) erhebt sich als Basaltkegel eines oligozänen Vulkans über die Rumpffläche, die in der Umgebung verbreitet Vorkommen von Vallendar-Schottern über tiefgründig verwittertem Saprolit aufweist. In einem Steinbruch ist eines der seltenen Bodenprofile der alttertiären Landoberfläche aufgeschlossen. Ein autochthoner fossiler Plinthosol wurde von dem Basaltschlot durchschlagen sowie von Basaltuff überlagert und damit konserviert. Bemerkenswert ist die große Mächtigkeit dieses rotweiß gefleckten, prä-oligozänen Bodens, die 5 m übersteigt. Aus den Analysendaten und den geologischen Karten ist zu folgern, dass der Plinthosol aus Saprolit der unterdevonischen Schiefer hervorging.

Die Deckschichten bestehen aus Basalttuff, einer Blocklage aus Basalt (Basislage) sowie Solifluktsdecken aus Löss (Mittellage) und Laacher Bims (Hauptlage).

Standort 5: Bärbach

In mehreren kleinen Kiesgruben am Rande einer tertiären Muldentals bei der Ortschaft Bärbach sind oberoligozäne Vallendar-Schotter aufgeschlossen, welche die MTV überlagern. Requadt (1990) und Requadt & Buhr (1989) rechnen sie der zweitjüngsten Tertiärterrasse (tT2) zu. Die Sedimentschichten zeichnen sich durch starke Wechsel der Textur und die Einschaltung von feinkörnigen Rinnenfüllungen und Stillwasserabsätzen aus. Damit spiegeln die Sedimente intensive Wechsel der Wasserführung des Flusses wider, wie sie für wechselfeuchte und relativ trockene Klimaregionen typisch sind. Dieses wird auch durch die bis zu 1 m mächtigen, massiven Silcrete-Bänke belegt, die als Indikatoren für ein semi-arides Klima gelten. Im Rheinischen Schiefergebirge und angrenzenden Regionen haben Silcretes, die in der Übergangszeit Oberoligozän-Untermiozän gebildet wurden, eine weite Verbreitung (sog. „Süßwasserquarzite“).

Standort 6: Wasenbach

Quarzsandgruben bei der Ortschaft Wasenbach erschließen oberoligozäne Vallendar-Schotter am Rande eines tertiären Muldentales in einer großen Mächtigkeit. Die Sande und Kiese werden der jüngsten Tertiärterrasse (tT1) zugerechnet (Requadt 1990), die aus aufgearbeitetem tT2-Material besteht (Requadt & Buhr 1989). Auch diese Sedimente zeichnen sich durch einen intensiven Wechsel grob- und feinkörniger Schichten und die Einschaltung von schluffreichen Bänken aus. Mineralogisch bestehen sie aus Quarz mit geringen Anteilen an gebleichtem Kaolinit. Unter den größeren Geröllen sind Taunusquarzit und gerundete Bruchstücke von Hunsrück-Erzen anzutreffen. Die fluvialen Sedimente werden nach oben hin feinkörniger und gehen gleitend in einen schluff- und zuoberst tonreichen Auenlehm über. In diesem ist ein autochthoner, lebhaft rot, gelb und weiß gefleckter Plinthosol erhalten, der in der anschließenden warm-humiden Klimaphase des Miozäns unter dem Einfluss stark schwankender Grundwasserstände gebildet wurde. In Richtung des tertiären Muldentals wurde der fossile Boden durch Solifluktion im Periglazial abgetragen. Im Bereich des Plateaus wurde nur der obere Teil des fossilen Plinthosols periglaziär umgelagert und bildet die Basislage, die von einer lössreichen Mittellage und bimshaltigen Hauptlage überdeckt wird. Als rezenter Boden ist eine Pseudogley-Parabraunerde ausgebildet.

Literatur

- Ahlburg, J.* (1915): Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn. - Jb. preuß. Geol. Landesanstalt, 36: 269-379.
- Andres, W.; Bibus, E.; Semmel, A.* (1974) : Tertiäre Formenelemente in der Idsteiner Senke und im Eppsteiner Horst (Taunus). - Z. f. Geomorphol., N. F., 18: 339-349.
- Fanning, D. S.; Keramidas, V. Z.* (1977): Micas. - In: *Dixon, J. B.; Kittrick, J.-A.; Milford, M. H.; White, J. L.* (Hrsg.): Minerals in soil environments, Madison, Wisc.: SSSA: 195 - 258.
- Felix-Henningsen, P.* (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. - Relief, Boden, Paläoklima 6: 192 S., Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Felix-Henningsen, P.* (1994): Mesozoic Tertiary weathering and soil formation on slates of the Rhenish Massif (Germany). - Catena 21: 229-242.
- Felix-Henningsen, P.; Requadt, H.* (1985): Mineralogische und geochemische Untersuchungen der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Gebiet der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). - Geol. Jb. Hessen, 113: 217 - 228.
- Löhnertz, W.* (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 166: 179-206.
- Müller, K.-H.* (1973): Morphologie des zentralen Hintertaunus und des Limburger Beckens. Ein Beitrag zur tertiären Formengenesse. Diss. Univ. Marburg. Marb. Geogr. Schr., 58.
- Requadt, H.* (1990): Erläuterungen Blatt 5613 Schaumburg. Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. 2. Aufl., Mainz.
- Requadt, H.; Buhr, R.* (1989): Gliederung und Paläogeographie der tertiären 'Vallendarer Schotter' im Hintertaunus. - Z. Dtsch. Geol. Ges., 140: 333-342.
- Semmel, A.* (1984): 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.
- Till, R.; Spears, D. A.* (1969): The determination of quartz in sedimentary rocks using X-ray diffraction method. - Clays Clay Min., 17: 323 - 327.
- Walter, R.* (1995): Geologie von Mitteleuropa. 6. Aufl., Stuttgart.

Anschrift

Felix-Henningsen, Peter und Eberhardt, Einar
Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, JLU
Heinrich-Buff-Ring 26 - 32 (IFZ)
35392 Gießen
E-mail: peter.felix-h@agrар.uni-giessen.de
einar.eberhardt@agrар.uni-giessen.de

aus: Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 2005 in Marburg. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 105: 164-175, verändert

Exkursionspunkt 2 Ölkante Augusta (bei Eisenbach)

Bearbeiter: Felix-Henningsen, Eberhardt **TK25:** 5613 Schaumburg **Datum:** 24.10.2003
Lage: R: 3446728 H: 5580017 278 m NN **Kreis:** Rhein-Lahn-Kreis
Nutzung: Wald, Saprolit-Abgrabung zur Rohstoffgewinnung für die keramische Industrie (Kaolin)
Humusform: Mull **Relief:** schwach nach W abdachendes Plateau

Hor. Nr.	Horizont-/Substrat-symbol	Ober-/Untergrenze	Horizontbeschreibung
1	L + Of	2 0	mittel durchwurzelt, scharfe Untergrenze
2	Ah		graubraun (10YR 3/4), (schwach) humos, mittel durchwurzelt, geringe Packungsdichte, vereinzelt Regenwurmröhren, Krümelgefüge, scharfe horizontale Untergrenze
3	pFIL.H-tu(lo)	6	gelbbichbraun (10YR 4/4), sehr schwach humos, schwach durchwurzelt, vereinzelt Regenwurmröhren, geringe bis mittlere Packungsdichte, Subpolyedergefüge, gleitender Übergang
4	pFIL.H-tu(lo)	25	<i>Fließschicht (Lw) der Hauptlage aus Löss</i> fahlbraun (10YR 4/3), humusfrei, schwach durchwurzelt, Toncutane, Mn-Konkretionen, vereinzelt Regenwurmröhren, Polyedergefüge, mittlere Packungsdichte, scharfe horizontale Untergrenze
5	S-Bt	48	<i>Fließnormallehm (Ls2) der Hauptlage aus Löss</i> kräftig gelbbraun (10YR 6/6), sehr schwach durchwurzelt (Wurzeln auf Aggregatoberflächen), ockerbraune (10YR 5/4) Toncutane, Mn-Konkretionen, polyedrisches bis prismatisches Gefüge, hohe Packungsdichte, scharfe wellige Untergrenze
6	II S-Bt pFIL.M-(n2)tu(lo)	78	<i>schwach Schutt führender Fließschluff (L13) der Mittellage aus Löss</i> grau (10YR 7/2), mit gelbbichbraunen (10YR 5/4) Schlitteren, Kohärengefüge, sehr hohe Packungsdichte, scharfe wellige Untergrenze
7	III Sd-ICj pFIL.B-It(csa)	113	<i>Fließlehmton (Tl) der Basislage aus Saprolit</i> weiß (10Y 8/1), mit Bänken aus sandigem Lehm und schlecht gerundeten Geröllen aus Gangquarz und Taunusquarzit, schwache bis massive Silifizierung, im Bereich von Gerölllagen Ausprägung von Silerebänken bis 40 cm mächtig
8	IV fGr + ffGmk s-(k4)su	700	<i>präquartärer, stark Kies führender Fluvialschluff (Us.G3+Ls3, ss.G3) (oberoligozäne Vallendar-Schotter)</i> rot (2.5YR 3/4), schwach graufläckig (SBG 7/1) <i>präquartärer, kaolinitischer Lehmton (Tt) aus Bodensediment (umgelagerter prä-oberoligozäner Plinthosol als Füllung eines Erosionsgullies)</i>
9	V SBj-M1 s-It	1000	grau (10BG 7/1), schwach rotfläckig (10R 3/4) <i>präquartärer, kaolinitischer Lehmton (Tt) aus Bodensediment (umgelagerter prä-oberoligozäner Plinthosol als Füllung eines Erosionsgullies)</i>
10	VI mCewjs cc-csa	1300	braungelb (10YR 8/4), mäßig verfestigt, Übergangshorizont zum gebleichten Saprolit, den Erosionsgully seitlich begrenzend
11	mCewj cc-csa	1500	<i>autochthoner, mesozoisch-tertiärer Saprolit</i> weiß (10BG 6/1), mäßig verfestigt, gelbe bis rotorangefarbene Oxidbeläge auf Klufflächen, Mächtigkeit stark schwankend
		1900	<i>mesozoisch-tertiärer Saprolit aus Schluffschiefer, Oxidationszone</i>

12	mCorj cc-csa	2100	hellgrau (5BG 8/1), mäßig verfestigt, gelbe bis rotorangefarbene Oxidbeläge auf Klufflächen <i>mesozoisch-tertiärer Saprolit aus Schluffschiefer, schwächer oxidierte Übergangszone</i>
13	mCrj cc-csa	2200+	dunkelgrau (5B 5/1), mäßig verfestigt <i>mesozoisch-tertiärer Saprolit aus Schluffschiefer, Reduktionszone mit primärer kohlig-bituminöser organischer Substanz</i>

Bodenformensymbol:	SS-L.L: p-u(lo)/p-(n)l(lo)/p-t(csa)
Bodenformensymbolbezeichnung (rezenter Boden):	Pseudogley-Parabraunerde aus Fließschluff aus Löss über schuttführendem Fließton aus Löss über tiefem Fließton aus Saprolit

WRB: Stagnic Luvisol

sonst: aus Teilprofilen zusammengestelltes Idealprofil, das die stratigraphische Abfolge der genetischen Einheiten wiedergibt

Profilkennz: Periglaziale Deckschichten über silifizierten Quarzschottern und fluvialen Sanden des Oberoligozäns (Vallendar-Schotter) über prä-oberoligozänen Bodensedimenten (Plinthosol)

Anmerkungen: und Saprolit aus unterdevonischen Schluffschiefern mit Oxidationszone (weiß) über Reduktionszone (dunkelgrau). Die Texturanalysen wurden an gemörserter Saprolitmaterial durchgeführt und spiegeln die relative Dispergierbarkeit der Saprolitzonen wider, nicht aber die reale Textur der Ausgangsgesteine.

Horizont	Tiefe	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T
I	2	4	5	6	7	8	9	10
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-ICj	113	0,61	1,84	8,12	11,99	13,14	9,48	54,82
IVffGr	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
mCtj	2200+	0,01	0,27	4,13	26,32	24,83	19,82	24,63

Horizont	Carbonat		pH (H ₂ O)	pH (CaCl ₂)	Austauschbare Kationen (cmol _c · kg ⁻¹)						BS	
	Mas-%	Horizont			Na	K	Mg	Ca	H + Al	%		
I	21		22	23	24	25	26	27	28	29		
Ah	0		3,99	3,75	0,09	0,44	0,70	1,51	16,56	14,18		
Al	0		3,94	3,74	0,09	0,23	0,16	0,30	13,92	5,24		
S-Bt	0		4,46	4,02	0,24	0,62	0,67	1,37	12,08	19,40		
IIS-Bt	0		5,12	4,68	0,26	0,88	3,30	6,18	7,12	59,85		
IIISd-ICj	0		6,31	5,96	0,25	0,87	3,02	5,71	4,56	68,37		
IVfGr	0		4,1	4,12	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
VSBj-M1	0		7,79	7,24	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
SBj-M2	0		7,72	7,18	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
VImCewjs	0		8,11	7,57	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
mCewj	0		7,51	7,25	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
mCorj	0		7,95	7,55	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
mCfj	0		7,44	7,07	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		

Horizont	KAK _p cmol _c · kg ⁻¹	KAK _{eff} cmol _c · kg ⁻¹	KAK _{eff} / KAK _p	C _{org}		N _{org}		C _{org} /N _{org}
				Mas-%	N _{org} Mas-%			
I	30	31	32	33	34	35		
Al	19,30	11,33	0,59	3,87	0,21	18,59		
S-Bt	14,69	8,56	0,58	1,30	0,09	15,09		
IIS-Bt	14,99	6,82	0,45	0,63	0,06	10,11		
IIISd-ICj	17,73	11,29	0,64	0,35	0,04	8,41		
	14,41	10,59	0,73	0,14	0,02	8,00		

Horizont	Fe _o mg · g ⁻¹	Fe _d mg · g ⁻¹	Fe _o /Fe _d	Al _d mg · g ⁻¹	Mn _d mg · g ⁻¹	Si _d mg · g ⁻¹	Sh mg · g ⁻¹	Al _i mg · g ⁻¹	SiO ₂ / Al ₂ O ₃ Mol
Ah	3,24	7,49	0,43	1,81	0,42	0,06	11,98	11,11	2,04
Al	2,90	7,70	0,38	1,64	0,63	0,09	11,74	13,16	1,69
S-Bt	2,33	9,87	0,24	1,12	1,32	0,12	16,86	20,10	1,59
IIS-Bt	0,55	12,36	0,04	1,03	0,23	0,20	8,72	9,97	1,66
IIISd-ICj	0,12	9,17	0,01	5,86	0,02	0,09	10,81	15,42	1,33
IVfGr	0,04	0,25	0,16	0,05	0,01	0	0,60	1,93	0,59
VSBj-M1	0,76	82,58	0,01	2,65	0,03	0	3,02	8,35	0,69
SBj-M2	0,20	20,22	0,01	1,29	0,02	0	2,11	7,08	0,57
VImCewjs	0,13	21,19	0,01	1,13	0,09	0	1,59	5,88	0,51
mCewj	0,05	0,73	0,06	0,35	0,01	0	2,84	2,43	2,21
mCorj	0,05	0,28	0,17	0,08	0,01	0	3,04	1,99	2,90
mCfj	0,16	1,20	0,13	0,10	0,01	0	2,87	1,42	3,84

n.b. = nicht bestimmt; 0 = nicht nachweisbar

Horizont	Tonminerale < 2 μm (Mas-%)									
	LM	Sm	WL	Chlp	Chls	Ver	WL	Ill	Kao icd	Kao bad
I	47	48	49	50	51	52	53	54	55	60
Ah	2	0	0	0	0	0	0	64	10	25
Al	4	0	0	0	0	4	0	58	14	21
S-Bt	4	0	0	0	0	0	0	59	13	24
IIS-Bt	6	0	0	0	0	0	0	39	28	27
IIISd-ICj	0	0	0	0	0	0	0	27	52	22
IVfGr	0	0	0	0	0	0	0	0	68	32
VSBj-M1	0	0	0	0	0	0	0	35	28	37
SBj-M2	0	0	0	0	0	0	0	32	37	32
VImCewjs	0	0	0	0	0	0	0	65	2	32
mCewj	0	0	0	0	0	0	0	73	2	24
mCorj	0	0	0	0	0	0	0	75	2	22
mCfj	0	0	0	0	0	0	0	75	3	22

LM = Labile Minerale > 18 Å, Sm = Smectit, WL = Wechsellagerungsm., Chlp = primärer Chlorit, Chls = sekundärer (Al-) Chlorit, Ver = Vermiculit, Ill = Illit, Kao icd = Kaolinit mit DMSO-Einlagerungsfehlordnung, Kao bad = Kaolinit mit b-Achsen-Fehlordnung

Horizont	Gesamtgehalte an Elementoxiden in Mas-% (Mn + Ca + Na + P < 1 %)							
	LD	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	H ₂ O +
Cewj	1,65	63,15	1,02	21,50	0,47	0,83	1,12	5,37
Cfj	1,89	64,92	1,09	20,56	0,38	0,77	1,13	4,94
Cv	2,58	56,37	0,93	20,92	0,08	7,42	2,60	5,19

Horizont	Relative isovolumetrische Elementverluste, Elementoxidgehalte Cv = 100 %							
	LD	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3g}	MgO	K ₂ O	H ₂ O +
Cewj	-36	-28	-30	-34	-87	-72	-20	-39
Cfj	-27	-16	-14	-28	-89	-68	-9	-34

Horizont	Relative Zusammensetzung der Massenverluste, Gesamtmassenverlust = 100 %							
	LD	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3g}	MgO	K ₂ O	H ₂ O +
Cewj		44	1	20	20	5	2	6
Cfj		33	0	22	27	7	1	7

Exkursionspunkt 3 Eisenbach Ort: Mesozoisch-Tertiärer Saprolit an der Verwitterungsbasis

Bearbeiter: Felix-Henningsen, Eberhardt **TK25:** 5615 Villmar **Datum:** 19.09.2003
Lage: R: 3447581 H: 5579187 250 m NN **Kreis:** Limburg-Weilburg
Nutzung: Acker, Saprolitabgrabung zur Rohstoffgewinnung für die Herstellung von gärtnerischen Kultursubstraten

Humusform: Mull **Relief:** unterer Mittelhang

Hor. Nr.	Horizont-/Substrat-symbol	Ober-/Untergrenze	Horizontbeschreibung
1	Ai + Ah pFIL H-tu(10)	1/5	braun (10YR 4/3), schwach humos, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, niedrige Packungsdichte, diffuser Übergang <i>Fließtonschluff (U14) der Hauptlage aus Löss</i>
2	Ai + Bt pFIL H-(z2)tu(10)	45/90	fahlgelbbraun (10YR 5/8), sehr schwach humos, mittel durchwurzelt, Polyeder- bis plattes Gefüge, niedrige bis mittlere Packungsdichte, wellenförmige Untergrenze (z. T. Taschen) <i>schwach Grus führender Fließtonschluff (U14, G2) der Hauptlage aus Löss</i>
3	II Sw pFIL M-tu(10)	100/110	gelbbraun (10YR 5/6), schwach durchwurzelt, Kohärenzgefüge, hohe Packungsdichte, einzelne Bänder mit Fe-Oxid-Anreicherungen, scharfe wellige Untergrenze <i>Fließtonschluff (U14, fX1) der Mittellage aus Löss</i>
4	III Sd pFIL B-(n2)ll(csa)	130/140	braun (10YR 5/8), schwach durchwurzelt, leichte Rostfleckung, leichte Bleichung, Polyedergefüge, sehr hohe Packungsdichte, scharfe wellenförmige Untergrenze <i>schwach Schutt führender Fließnormallehm (L12, fX2) der Basislage aus mesozoisch-tertiärem Saprolit</i>
5	Bv pFIL B-ut(csa)	140/170	braun (10YR 5/8), sehr schwach durchwurzelt, Prismengefüge, sehr hohe Packungsdichte, scharfe Untergrenze <i>Fließschluffton (Tn3, fX1) der Basislage aus mesozoisch-tertiärem Saprolit</i>
6	Bv2 pFIL B-uf(csa)	170/200	gelblichrotbraun (7.5YR 6/8), sehr schwach durchwurzelt, Prismengefüge, sehr hohe Packungsdichte <i>Schluffton (L3, fX1) der Basislage aus mesozoisch-tertiärem Saprolit</i>
7	IV mCoj1 cc-csa	1000	ziegelrote (2.5YR 5/6) bis violette Zonen (7.5R 5/3) in lebhaftem Wechsel mit gelbbraunen (10YR 7/6) bis dunkelbraunen (10YR 5/8) Zonen, die der Schieferung und Klüftung folgen; weich und von Hand zerdrückbar; dunkelbraune Zonen stärker konkretionär verfestigt mit schwarzen Mn-Oxidbelägen auf den Klüftflächen, violette Zonen ohne Mn-Oxidbeläge. Problemzone aus den violetten bis grau-violetten Bänken <i>mesozoisch-tertiärer Saprolit aus Schluffschiefer</i>
8	mCoj2 cc-csa	1500	rötlichbraune (7.5YR 7/6), ziegelrote (2.5YR 7/6) und rotviolette (10R 5/3) Zonen; weich und von Hand zerdrückbar <i>mesozoisch-tertiärer Saprolit aus Schluffschiefer</i>

9	mCoj3 cc-csa	2000	bräunlichgelb (10YR 7/6), im Bereich von Quarzgängen Verzahnung mit mCoj2 über Tiefenbereich von 5-8 m, Klüftflächen mit schwarzen (10YR 2/1) Mn-Oxidbelägen, angelöste Quarzgänge von konkretionären, dunkelbraunen Oxidansammlungen begleitet; fest, aber in em-starken Platten noch von Hand brechbar <i>mesozoisch-tertiärer Saprolit aus Schluffschiefer</i>
10	mCoj4 cc-csa	2400	hellolivgrau (5BG 7/1), nur in klüftferen Bereichen dunkelgrau (10BG 5/1) Zonen mit höheren Anteilen bituminöser organischer Substanz; auf den Klüftflächen dunkelbraune bis schwarze Oxidbeläge, fest, den Quarzgänge von dunkelbraunen konkretionären Oxidansammlungen begleitet <i>mesozoisch-tertiärer Saprolit aus Schluffschiefer</i>
11	mCorj cc-csa+n-^u	3000	Basis der Verwitterungsdecke mit Verzahnung von vertikalen Bahnen aus olivgrauem (10BG 5/1), schwach oxidiertem Saprolit in der Umgebung von angelösten Quarzgängen und schwarzgrauem (N 3/0) Schiefer, fest <i>mesozoisch-tertiärer Saprolit aus Schluffschiefer im Wechsel mit frischem Schluffschiefer</i>
12	mCh n-^u		schwarzgrau (N 3/0), olivfarbene Aufhellungen durch Oxidation entlang einzelner Klüfte, Eingriffe der oberen, stärker oxidierten Saprolitzone mit olivfarbenen (10G 4/1) Aufhellungen im dm- und m-Bereich entlang von Klüften und angelösten Quarzgängen <i>anstehtender, sehr schwach saprolitisierter Schluffschiefer</i>

Bodenformensymbol: SS-L.L.: p-u(10)/p-(zu(10))/p-u(10)/p-l(csa)
Bodenformenbezeichnung: Pseudogley-Parabraune aus Fließschluff aus Löss über tiefem Fließlehm aus Saprolit
WRB: (Stagnic) Luvisol

sonst. Profilkennz.

Anmerkungen: Texturanalysen wurden an gemörsertem Saprolitmaterial durchgeführt und spiegeln die relative Dispergierbarkeit der Saprolitzone wider, nicht aber die reale Textur der Ausgangsgesteine

Horizont	Tiefe cm	Textur (Mas-% der kalk- und humusfreien Feinerte)									
		cm	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T		
I	2	4	5	6	7	8	9	10			
Ai + Ah	1/5	2,33	2,54	4,61	36,29	21,63	8,21	24,40			
Al + Bt	45/90	0,95	1,59	2,77	39,22	23,04	7,97	24,46			
II Sw	100/110	1,83	2,27	3,72	40,84	24,77	8,75	17,82			
III Sd	130/140	5,93	5,99	7,80	20,97	19,67	8,91	30,73			
Bv	140/170	1,67	1,64	2,87	27,43	20,88	9,10	36,41			
Bv2	170/200	2,62	2,95	6,64	17,75	14,55	11,43	44,06			
IV mCoj1	1000	1,32	4,05	8,49	12,19	21,67	29,70	22,58			
mCoj2	1500	25,80	23,58	12,27	6,88	11,92	13,34	6,21			
mCoj3	2000	31,68	26,57	12,69	7,20	8,66	9,69	3,51			
mCoj4	2400	26,99	20,34	11,94	8,02	12,03	13,16	7,51			
mCorj	3000	29,62	20,02	10,45	7,43	10,53	10,43	11,53			
mCh	>3000	41,69	21,54	10,70	5,62	7,02	6,01	7,42			

Horizont	Carbonat		pH (H ₂ O)	pH (CaCl ₂)	Austauschbare Kationen (cmol _c · kg ⁻¹)						BS	
	Mas-%	21			Na	K	Mg	Ca	H + Al	%	29	
I		21	22	23	24	25	26	27	28	29		
Ai + Ah	0	5,83	5,32	0,064	1,392	2,196	7,30	9,20	54,35			
Al + Bt	0	4,98	4,61	0,059	0,405	1,647	5,74	7,12	52,43			
II Sw	0	5,49	5,09	0,079	0,156	1,098	4,86	7,20	46,24			
III Sd	0	5,66	5,41	0,135	0,204	2,133	9,31	8,00	59,56			
Bv	0	5,72	5,42	0,133	0,254	2,391	12,77	6,48	70,58			
Bv2	0	6,35	6,04	0,088	0,207	1,325	11,72	4,72	73,86			
IV mCoj1	0	7,56	7,09	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
mCoj2	0	6,90	6,71	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
mCoj3	0	6,79	6,61	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
mCoj4	0	6,80	6,57	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
mCorj	0	6,71	6,53	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
mCn	0	6,16	6,08	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			

Horizont	KAK _p mmol _c · kg ⁻¹	KAK _{eff} mmol _c · kg ⁻¹	C _{org}		C _{org} /N _{org}	
			Mas-%	33	Mas-%	34
I	30	31	32	33	34	35
Ai + Ah	20,15	11,34	0,56	2,50	0,20	12,44
Al + Bt	14,97	8,57	0,57	0,59	0,07	8,22
II Sw	13,39	6,83	0,51	0,30	0,05	6,41
III Sd	19,78	12,50	0,63	0,20	0,04	5,10
Bv	22,03	16,47	0,75	0,15	0,03	4,38
Bv2	18,06	14,19	0,79	0,10	0,03	3,00

Horizont	Fe ₀ mg · g ⁻¹	Fe _d mg · g ⁻¹	Fe _c /Fe _d	Al _d mg · g ⁻¹	Mh _d mg · g ⁻¹	Si _d mg · g ⁻¹	Si _h mg · g ⁻¹	Al _i mg · g ⁻¹	SiO ₂ / Al ₂ O ₃ Mol
Ai + Ah	1,65	13,88	0,12	1,59	0,45	0,12	5,12	6,60	1,47
Al + Bt	1,96	13,44	0,15	1,46	0,44	0,18	6,16	8,41	1,39
II Sw	2,09	11,66	0,18	1,03	0,65	0,76	6,28	6,74	1,76
III Sd	1,64	28,17	0,06	2,84	0,47	0,11	7,91	10,96	1,37
Bv	1,26	21,27	0,06	1,81	0,40	0,14	6,74	7,98	1,60
Bv2	0,44	33,14	0,01	3,53	0,08	0,12	8,95	11,34	1,50
IV mCoj1	0,19	47,41	0,00	1,89	0,32	0,21	1,79	6,42	0,53
mCoj2	0,29	44,90	0,01	2,72	0,07	0,13	2,32	7,32	0,60
mCoj3	0,32	38,90	0,01	2,80	0,04	0,13	2,23	5,11	0,82
mCoj4	0,34	11,03	0,03	0,91	0,22	0	0,69	2,79	0,47
mCorj	0,30	6,57	0,05	0,42	0,02	0	2,13	2,50	1,62
mCn	0,45	0,33	1,34	0,13	0,01	0	1,87	1,30	2,72

n.b. = nicht bestimmt; 0 = nicht nachweisbar

Horizont	Tonminerale < 2 µm (Mas-%)									
	LM	Sm	WL	Chlp	Chls	Ver	WL	Ill	Kao icd	Kao bad
I	47	48	49	50	51	52	53	54	55	60
Ai + Ah	5	4	4	0	0	0	0	56	11	25
Al + Bt	4	4	4	0	0	5	11	37	15	24
II Sw	14	0	0	0	0	5	7	33	11	28
III Sd	0	7	7	0	0	6	9	40	11	28
Bv1	8	8	0	0	0	11	0	30	14	28
Bv2	0	0	5	0	0	9	0	38	20	28
IV mCoj1	0	0	0	0	0	0	0	79	0	21
mCoj2	0	0	0	0	0	0	0	75	0	25
mCoj3	4	0	0	0	0	0	0	76	0	20
mCoj4	4	0	0	22*	4	0	0	58	0	12
mCorj	1	0	0	20*	1	0	0	73	0	6
mCn	2	0	0	12	0	0	0	82	0	4

LM = Labile Minerale > 18 Å, Sm = Smectit, WL = Wechsellagerungsm., Chlp = primärer Chlorit, Chls = sekundärer (Al-) Chlorit, Ver = Vermiculit, Ill = Illit, Kao icd = Kaolinit mit DMSO-Einlagerungsfehlordnung, Kao bad = Kaolinit mit b-Achsen-Fehlordnung

* scheinbare Massenzunahme durch zunehmende Intensität des 14 Å-Peaks bei zunehmender Chlorit-Verwitterung = Chlorit-Vermiculit WL-Mineralen

0 = nicht nachweisbar

Horizont	Gesamtgehalte an Elementoxiden in Mas-% (Mn + Ca + Na + P < 1 %)								
	LD	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3g}	FeO	MgO	K ₂ O	H ₂ O +
Coj1	1,70	56,12	0,99	23,33	6,88	0,28	0,63	4,74	5,81
Crj	2,25	53,51	1,12	23,62	6,88	6,19	2,34	4,16	5,50
Cv	2,58	56,37	0,93	20,92	8,24	7,42	2,60	4,29	5,19

Horizont	Relative isovolumetrische Elementverluste, Elementoxidgehalte Cv = 100 %							
	LD	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3g}	MgO	K ₂ O	H ₂ O +
Coj1	-34	-34	-30	-27	-45	-84	-27	-26
Crj	-13	-17	5	-2	-27	-22	-5	-8

Horizont	Relative Zusammensetzung der Massenverluste, Gesamtmassenverlust = 100 %							
	LD	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3g}	MgO	K ₂ O	H ₂ O +
Coj1	57	76	1	16	11	6	3	4
Crj	76	76	0	3	18	4	2	3

Exkursionspunkt 4 Burgkopf I

Bearbeiter: Felix-Henningsen, Eberhardt
Lage: R: 3425088 H: 5575723
Nutzung: Wald
Humusform: Mull

TK25: 5613 Schaumburg
Kreis: Rhein-Lahn-Kreis
Vegetation: Buchenbestand, ca. 20 - 30 Jahre alt, mit Gras- und Moosunterwuchs
Relief: Kuppe eines Basalt-Vulkankegels

Datum: 18.09.2003

Hor. Nr.	Horizont-/Substrat-symbol	Ober-/Untergrenze	Horizontbeschreibung
1	Ah pFIL H-tu(lo)	6	dunkelgelbgrau (5Y3/2), schwach bis mittel humos, feinkrümelig; sehr stark durchwurzelt (Feinwurzeln) <i>Fließschluff (U14, X1) der Hauptlage aus Löss</i>
2	Al pFIL H-tu(lo)	30	bräunlichgelb (10YR4/3), sehr schwach bis schwach humos, Humusnester; insgesamt schwach, nur nesterweise stark durchwurzelt; Subpolyeder- bis plattiges Gefüge <i>Fließschluff (U14) der Hauptlage aus Löss</i>
3	Bt+Al pFIL H-tu(lo)	60	aufgehellte, bräunlichgelbe und dunklere, gelbbraune Bereiche (10 YR 4/4); schwach bis mittel durchwurzelt; Subpolyeder- bis Polyedergefüge, Nadelstichporen; Steine horizontal eingeregelt; schwache Toncutane; fingerig verzahnt mit dem folgenden Horizont
4	II S-Bt pFIL M-(n2)ut(lo,+B)	100	<i>Fließschluffton (Tu4,X1) der Hauptlage aus Löss</i> gelbbraune und dunkelbraune (7.5YR5/4) Bereiche; schwach bis mittel durchwurzelt; Prismengefüge; dunkelbraune Tonbeläge mit Mn-Oxidflecken auf Aggregatoberflächen; Bioporen mit Ton ausgekleidet; diffuse Rostflecken <i>schwach Schutt führender Fließschluffton (Tu3,X2) der Mittellage aus Löss und Basalt</i>
5	III S-Bt pFIL B-utm(+VTb, lo)	150	gelblichbraun (10YR5/4); polyedrisches bis grobprismatisches Gefüge; schwach bis mittel durchwurzelt, stellenweise stark verdichtet, hier Wurzeln an Gefügeoberflächen orientiert; diffuse Rostfleckung; Untergrenze scharf, wellig mit Feinsteinarreicherung <i>Fließschlufftonschutt (Tu3, Gr3, X3, mX4; Bodenart stark wechselnd) der Basislage aus Basaltuff und Löss</i>
6	IV Bv-C cc-utm(+VTb)	190	hellgrau, braungrau, grau Braun, rotbraun, violett (Farbe horizontal-streifig im cm-Maßstab wechselnd); tonige, hellolivgraue Einschlüsse aus monomineralischem Smectit; grobprismatisches Gefüge; sehr schwach durchwurzelt, einzelne Wurzelstapeten auf Aggregatoberflächen; scharfe Grenze zum unterlagernden Horizont, markiert durch ca. 1 cm mächtiges Band mit schwach verfestigter Goethit-Akkumulation <i>Zersatzschlufftonschutt (L13, Gr4, X4) aus Basaltuff</i>
7	V FBj1 uar-It(csa)	210	rotbraun (2.5YR 4/6) und violettrot (10R4/4) mit weißen (10Y8/1) gleitender Übergang <i>parautochthone Rutschlehmton (Tu2) aus mesozoisch-tertiärem Saprolit aus Schiefer</i>
8	FBj2 cc-ut(csa)	300	scharf begrenzter rotbraune bis rote (10R4/4) Flecken in lebhaftem Wechsel mit hellgrauen (10Y8/1, 5BG8/1) Flecken; Kohärent- bis sehr grob prismatisches Gefüge; gleitender Übergang <i>Zersatzschluffton (Tu3) aus mesozoisch-tertiärem Saprolit aus Schiefer</i>

9	FBj3 cc-ut(csa)	400	violettrot bis rotbraune (10R3/4), hellgraue (10Y8/1) und gelbrote (5YR 6/6) Flecken; abnehmende Bleichflecken, Kohärent- bis sehr grobprismatisches Gefüge; gleitender Übergang <i>Zersatzschluffton (L13) aus mesozoisch-tertiärem Saprolit aus Schiefer</i>
10	FBj4 cc-tu(csa)	500+	violettrot bis rotbraune (10R6/3) Flecken sowie geringerer Anteil hellgrauer (5Y8/1) Flecken; Kohärent- bis sehr grobprismatisches Gefüge <i>Zersatzschluffton (L14) aus mesozoisch-tertiärem Saprolit aus Schiefer</i>

Bodenformensymbol:	LLs: p-ut(lo)/p-(n)ut(lo,+B)/p-utm(+VTb, lo)
Bodenformenbezeichnung (rezentler Boden):	Pseudovergleyte Parabraunerde aus Fließ-Schluffton der Hauptlage aus Löss und über schwach Schutt führendem Fließ-Schluffton der Mittellage aus Löss und Basalt über tiefem Fließ-Schlufftonschutt der Basislage aus Basaltuff und Löss

WRB: Luvisol

sonst. Profilkennz.: Der Übergang vom Plinthosol in den Saprolit liegt tiefer als 500 cm unter GOF und ist nicht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des fossilen Plinthosols beträgt daher mehr als 3 m.

Anmerkungen:

Fossiler, prä-oligozäner Plinthosol, der von einem oligozänen Basaltgang durchschlagen und von Vulkaniten (Basaltuff, Basaltblöcke) sowie darüber folgenden periglaziären Deckschichten überlagert wird. Aufgrund der Gehalte an Nebenelementen wird auf einen Saprolit aus unterdevonischen Ton-Schluff-Schiefer geschlossen.

Horizont	Tiefe cm	Textur (Mas-% der kalk- und humusfreien Feinerde)									
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T			
I	2	4	5	6	7	8	9	10			
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			

Horizont	Carbonat Mas-%	pH (H ₂ O)	pH (CaCl ₂)	Austauschbare Kationen (cmol _c · kg ⁻¹)						BS %
				Na	K	Mg	Ca	H + Al		
I	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
Ah	0	3,83	3,53	0,034	0,198	0,550	0,520	10,91	10,66	
Al	0	3,68	3,49	0,049	0,151	0,220	0,170	8,67	6,37	
Bt+Al	0	4,25	3,83	0,102	0,207	2,230	2,440	7,55	39,75	
II S-Bt	0	4,76	4,35	0,242	0,233	3,870	5,990	2,03	83,61	
III S-Bt	0	5,91	5,85	2,010	0,170	5,010	19,600	3,31	89,01	
IV Bv-C	0	6,83	6,54	3,430	0,103	4,580	12,700	2,51	89,25	
V fBj1	0	7,65	7,17	0,332	0,081	1,710	4,516	0,00	100,00	
fBj2	0	7,18	6,88	0,156	0,115	1,501	4,042	0,00	100,00	
fBj3	0	5,91	5,51	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
fBj4	0	5,69	5,10	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	

Horizont	KAK _p cmol _c · kg ⁻¹	KAK _{eff} cmol _c · kg ⁻¹	KAK _{eff} / KAK _p	C _{org}		N _{org}		C _{org} /N _{org}
				Mas-%	Mas-%	Mas-%	Mas-%	
I	30	31	32	33	34	35		
Ah	12,21	7,40	0,61	1,94	0,11	17,98		
Al	9,26	6,74	0,73	0,93	0,07	16,39		
Bt+Al	12,53	5,38	0,43	0	0	0		
II S-Bt	12,56	11,79	0,95	0	0	0		
III S-Bt	30,10	32,24	1,07	0	0	0		
IV Bv-C	23,32	21,88	0,94	0	0	0		
V fBj1	6,64	0	0	0	0	0		
fBj2	5,81	0	0	0	0	0		

Horizont	Fe ₀ mg · g ⁻¹	Fe _d mg · g ⁻¹	Fe _d mg · g ⁻¹	Fe ₀ /Fe _d	Al _d mg · g ⁻¹	Mn _d mg · g ⁻¹	Si _d mg · g ⁻¹	Si _j mg · g ⁻¹	Al _i mg · g ⁻¹	SiO ₂ / Al ₂ O ₃ Mol
Ah	2,80	9,10	0,31	1,13	0,14	0,18	4,18	7,62	1,04	
Al	2,66	7,85	0,34	0,91	0,36	0,14	3,96	7,50	1,00	
Bt+Al	2,58	10,33	0,25	0,91	0,39	0	4,42	8,85	0,95	
II S-Bt	2,69	11,18	0,24	0,83	0,69	0,14	6,58	10,09	1,23	
III S-Bt	1,50	30,54	0,05	1,29	0,64	0,23	9,01	12,41	1,37	
IV Bv-C	1,11	61,62	0,02	2,50	1,69	0,38	13,32	16,71	1,51	
V fBj1	0,12	39,45	0,00	0,53	0,09	0	10,33	9,84	1,99	
fBj2	0,09	12,73	0,01	0,20	0,02	0	2,96	4,88	1,15	
fBj3	0,08	15,29	0,01	0,25	0,02	0	3,06	5,82	1,00	
fBj4	0,06	8,02	0,01	0,14	0,01	0	3,62	5,59	1,23	

n.b. = nicht bestimmt; 0 = nicht nachweisbar

Horizont	Tonminerale < 2 μm (Mas-%)									
	LM	Sm	WL	Chlp	Chls	Ver	WL	Ill	Kao icd	Kao bad
I	47	48	49	50	51	52	53	54	55	60
Ah	4	0	9	0	33	3	6	37	3	5
Al	2	0	0	0	32	16	5	36	3	6
Bt+Al	0	0	8	0	32	3	13	39	2	3
II S-Bt	0	0	8	0	27	4	12	42	2	5
III S-Bt	14	9	12	0	0	0	12	39	5	8
IV Bv-C	7	0	0	0	0	0	0	0	73	20
V fBj1	0	0	0	0	0	0	0	57	21	22
fBj2	0	0	0	0	0	0	0	61	16	23
fBj3	0	0	0	0	0	0	0	57	24	19
fBj4	0	0	0	0	0	0	0	56	19	24

0 = nicht nachweisbar

LM = Labile Minerale > 18 Å, Sm = Smectit, WL = Wechsellagerungsminerale, Chlp = primärer Chlorit, Chls = sekundärer (Al-) Chlorit, Ver = Vermiculit, Ill = Illit, Kao icd = Kaolinit mit DMSO-Einlagerungsfehlordnung, Kao bad = Kaolinit mit b-Achsen-Fehlordnung.

Exkursionspunkt 6 Wasenbach

Bearbeiter: Felix-Henningsen, Eberhardt
 Lage: R: 3427002 H: 5577275

TK25: 5613 Schaumburg
 Kreis: Rhein-Lahn-Kreis
 Vegetation: ehem. Fichtenforst, jetzt Ödland
 Relief: gestreckter Hang

Datum: 17.03.2004

Hor. Nr.	Horizont-Substrat-symbol	Ober-/Unter-grenze	Horizontbeschreibung
1	Ah pFIL.H-tu(1o)	17	graubraun (10YR 3/4), mittel humos, mittel durchwurzelt, geringe Packungsdichte, Krümelgefüge, scharfe horizontale Untergrenze <i>Tonschluff (U14) der Hauptlage aus Löss</i>
2	Sw-Al pFIL.H-lu(1o)	35/60	blass gelbbraun (10YR 4/4), sehr schwach humos, schwach durchwurzelt, geringe bis mittlere Packungsdichte, Subpolyedergefüge, gleitender Übergang <i>Lehmschluff (U13) der Hauptlage aus Löss</i>
3	II S-Bt pFIL.M-(k2)tu(1o)	100	dunkelgelbbraun (10YR 5/6), im basalen Bereich eingeschleppte Fahnen der folgenden Schicht, hellrötlichbraun (2,5 YR 6/8) bis bräunlichgelb (10 YR 6/4), grobprismatisch, relativ scharfe wellige Untergrenze <i>schwach Kies und Stein führender Schluffton (Tu3.fX2, G2) der Mittellage aus Löss</i>
4	III C (fGroj) + Bt pFIL.M-(k)tu(1o)	140	intensiver Farbwechsel aus rötlichbraun (5 YR 6/6), hellbraunrot (2,5 YR 6/8) und braun (10 YR 5/6), grobprismatisch bis kohärent <i>Kies führender Tonschluff (Lu.G2-3.mst) der Mittellage aus Löss</i>
5	IV C (fGroj) pFIL.B-tu(stu)	180	violett bis ziegelrot (10 R 4/8) und gelb (2,5 Y 8/6) gestreift, rote Streifen etwas tonreicher als die gelben; plattiges Gefüge, scharfe Untergrenze <i>Tonschluff (Lu) der Basislage aus präquartärem Verwitterungsmaterial</i>
6	V fGroj1 s-tu	230	violett bis ziegelrot (10 R 4/4 bis 10 R 4/8) in lebhaftem Wechsel mit gelben Flecken (2,5 Y 8/6), in oberen Dezimetern durch laterale Bewegung noch horizontal verzogen <i>präquartärer Verwitterungsschluff (Lu)</i>
7	fGroj2 s-us+tu	350	Wechsel von großen gelben (2,5 Y 8/6) Flecken (U14) und ziegel- bis violettrot (10 R 4/8) Flecken (fSu3), scharfe Untergrenze <i>präquartärer Verwitterungsschluffsand (fSu3) und -tonschluff (U14)</i>
8	VI fGroj s-us	450	orangebraun (10YR 8/6-6/6) <i>präquartärer Verwitterungsschluffsand (mSu3)</i>
9	fGrj s-(k)us	1000+	grauweiß (N 8/0), mit cm- bis dm-starken Bänken aus anreicherter Eisenoxiden <i>präquartärer, Kieslinsen führender Schluffsand (mSu3, G, s)</i> <i>(oberoligozäne Vallendar-Schotter)</i>

Bodenformensymbol:	SS-LL: p-u(1o)/p-(k)u(1o)//p-u(s)
Bodenformenbezeichnung (rezentler Boden):	Pseudogley-Parabraunerde aus Fließschluff aus Löss über kiesführendem Lockermaterial
WRB:	Stagnic Luvisol
sonst. Profilkennz.:	Paliöboden: Miozäner Plinthosol aus Auenlehm über Vallendar-Schottern des Oberoligozän (ca. 20 Mio. a BP)
Anmerkungen:	Getrennte Beprobung roter und gelber Zonen in Horizont 6 und 7

Horizont	Tiefe cm	Textur (Mas-% der kalk- und humusfreien Feinerde)									
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T			
I	2	4	5	6	7	8	9	10			
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(gelb)	230	0,83	5,51	19,97	28,58	14,90	10,42	19,79			
VfGroj1(rot)	230	0,60	5,31	20,89	26,98	14,93	10,94	20,35			
fGroj2(gelb)	350	0,71	12,07	36,46	22,18	8,43	6,48	13,67			
fGroj2(rot)	350	2,23	25,85	45,13	10,87	4,91	4,11	6,91			
VfGroj	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			

Horizont	KAK _p cmol _c · kg ⁻¹	KAK _{eff} cmol _c · kg ⁻¹	KK _{eff} / KAK _p	Austauschbare Kationen (cmol _c · kg ⁻¹)					BS %
				Na	K	Mg	Ca	H + Al	
I	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ah	15,77	4,98	0,32	0,026	0,303	0,153	0,723	14,56	7,64
Sw-Al	11,99	3,82	0,32	0,032	0,222	0,162	0,618	10,96	8,62
IIS-Bt	12,45	12,04	0,97	0,072	0,311	2,400	4,880	4,79	61,55
IIIC(fGroj)+Bt	4,75	4,59	0,97	0,059	0,081	0,830	3,050	0,73	84,63
IVC(fGroj)	4,49	n.b.	n.b.	0,037	0,116	0,650	3,690	0	100,00

Horizont	Carbonat Mas-%	pH (H ₂ O)	pH (CaCl ₂)	C _{org}		N _{org}	
				Mas-%	Mas-%	Mas-%	Mas-%
I	21	22	23	24	25	26	
Ah	0	3,76	3,59	1,54	0,13	11,88	
Sw-Al	0	3,93	3,78	0,58	0,07	8,06	
IIS-Bt	0	4,21	3,84	0,17	0,038	4,47	
IIIC(fGroj)+Bt	0	5,42	5,30	0	0	0	
IVC(fGroj)	0	7,85	7,23	0	0	0	
VfGroj1(gelb)	0	7,90	7,30	0	0	0	
VfGroj1(rot)	0	8,09	7,47	0	0	0	
fGroj2(gelb)	0	7,68	7,18	0	0	0	
fGroj2(rot)	0	7,15	6,78	0	0	0	
VfGroj	0	5,46	4,72	0	0	0	
fGrj	0	5,56	5,45	0	0	0	

n.b. = nicht bestimmt; 0 = nicht nachweisbar

Horizont	Fe _o	Fe _d	Fe _o /Fe _d	Al _d	Mh _d	Si _d	Si _j	Al _i	SiO ₂ / Al ₂ O ₃
	mg · g ⁻¹	mg · g ⁻¹		mg · g ⁻¹	Mol				
I	29	30	31	32	33	34	35	36	37
Ah	3,17	6,99	0,45	1,29	0,94	0	10,92	6,76	3,06
Sw-Al	3,33	7,41	0,45	1,06	0,95	0,20	12,25	7,71	3,01
IIS-Bt	1,27	13,35	0,10	1,36	0,18	0,16	12,81	9,21	2,63
IIIC(fGroj)+Bt	0,09	22,22	0,00	1,21	0,07	0	8,66	5,62	2,92
IVC(fGroj)	n.b.	12,04	n.b.	0,73	0,01	0	7,97	6,14	2,46
VfGroj1(gelb)	0,05	31,81	0,00	1,06	0,03	0	6,92	5,16	2,54
VfGroj1(rot)	0,36	32,11	0,01	1,13	0,03	0	7,50	5,67	2,51
fGroj2(gelb)	0,04	3,56	0,01	0,23	0,01	0	5,73	4,24	2,56
fGroj2(rot)	0,06	11,33	0,01	0,46	0,02	0	4,51	3,64	2,34
VfGorj	0,04	5,21	0,01	0,44	0,02	0	5,73	4,24	2,56
fGrij	0,03	0,08	0,33	0	0,01	0	4,75	3,64	2,47

n.b. = nicht bestimmt; 0 = nicht nachweisbar

Horizont	Tonminerale < 2 µm (Mas-%)									
	LM	Sm	WL	Chlp	Chls	Ver	WL	Ill	Kao icd	Kao bad
I	47	48	49	50	51	52	53	54	55	60
Ah	3	0	0	0	0	0	16	72	6	3
Sw-Al	4	0	2	0	21	0	12	49	8	4
IIS-Bt	0	8	6	0	0	0	6	41	23	15
IIIC(fGroj)+Bt	0	0	0	0	0	0	0	56	30	14
IVC(fGroj)	0	0	0	0	0	0	0	56	30	14
VfGroj1(gelb)	0	0	0	0	0	0	0	55	34	11
VfGroj1(rot)	0	0	0	0	0	0	0	57	33	10
fGroj2(gelb)	0	0	0	0	0	0	0	53	35	12
fGroj2(rot)	0	0	0	0	0	0	0	56	35	9
VfGorj	0	0	0	0	0	0	0	55	33	13
fGrij	0	0	0	0	0	0	0	49	32	20

0 = nicht nachweisbar

LM = Labile Minerale > 18 Å, Sm = Smectit, WL = Wechsellagerungsminerale, Chlp = primärer Chlorit, Chls = sekundärer (Al-) Chlorit, Ver = Vermiculit, Ill = Illit, Kao icd = Kaolinit mit DMSO-Einlagerungsfehlordnung, Kao bad = Kaolinit mit b-Achsen-Fehlordnung

Samstag, 27.05.2006

Karst und Paläoböden im Limburger Becken

H. Brückner*, M. Hottenrott⁺, D. Kelterbaum*, K.-H. Müller*, H. Rittweger[§], A. Zander*, H. Zankl[#]

Geologische Grundstrukturen

Das Exkursionsgebiet befindet sich in der Lahnmulde, einer bedeutenden, in sich sehr komplexen Muldenstruktur des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Sie erstreckt sich über eine Länge von 65 km vom Unterlauf der Lahn im SW bis zur Hessischen Senke im NE. Die Muldenbreite ist in ihrem Mittelteil mit 20 km am größten. Im Südosten bilden die Grauwacken der Giessener Decke die Begrenzung, im Nordwesten die Sedimente der Hörre.

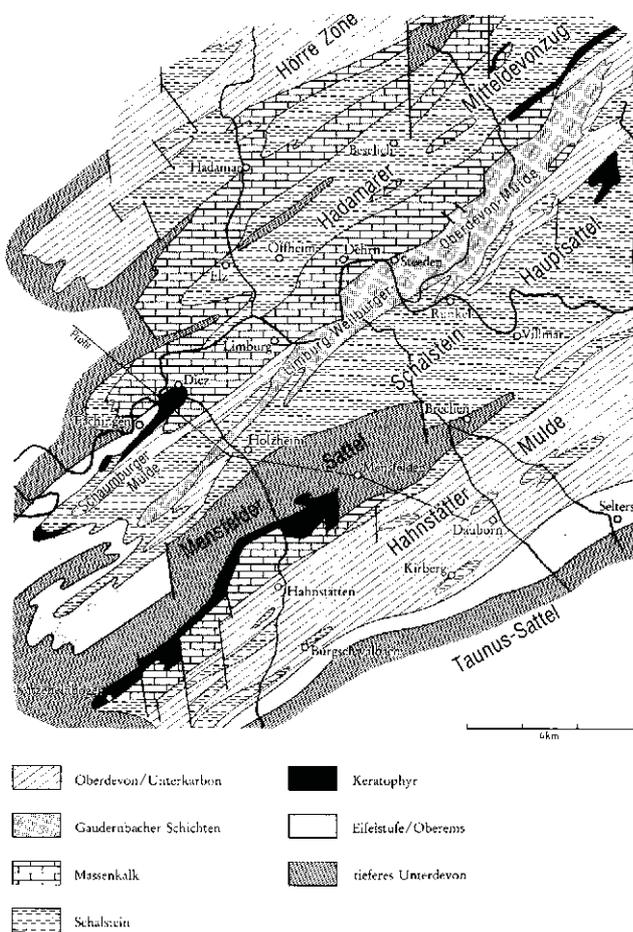


Abb. 1: Paläozoische Gesteine und Strukturen im Exkursionsgebiet. Quelle: Stengel-Rutkowski, 1988.

*FB Geographie, Philipps-Universität Marburg

⁺Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden

[§]Mobiles Landschaftsmuseum, Büro für Landschafts- und Paläoökologie; Waldbrunn/Ww.

[#]FB Geowissenschaften, Philipps-Universität Marburg

Die Lahnmulde bildete sich während der variskischen Orogenese. Der dabei entstandene Faltenbau zeigt starke Überkippungen nach Nordwesten und ist untergliedert in Faltenstrukturen größerer und kleinerer Ordnung. Der aufgeschlossene Faltenbau der Lahnmulde wird von SW-NE – streichenden Störungen, die z.T. in eine Schuppentektonik übergehen, unterbrochen. Jüngere Lineationen werden von Quer- und Diagonalstörungen gebildet. Die Faltenachsen streichen von Südwest nach Nordost. Das paläozoische Grundgebirge der Lahnmulde setzt sich aus Sedimentgesteinen und vulkanischen Gesteinen des Devons und Karbons zusammen (Abb. 1). Hauptgesteinsarten sind Tonschiefer, Grauwacken, Quarzite, Massenkalk und Vulkanite (Kegel 1922; Stengel-Rutkowski, 1988; Flick et al., 1998a, b).

Die Genese der Massenkalk steht im Zusammenhang mit vulkanischen Aktivitäten, deren Hauptphase vom jüngeren Mitteldevon bis zum älteren Oberdevon reicht. In Zeiten geringerer vulkanischer Aktivität konnten sich auf den submarinen vulkanischen Schwellen karbonatproduzierende Riff-Organismen ansiedeln (Abb. 2).

Lange Zeit waren diese Kalk (insbesondere bekannt aus Villmar) ein beliebter Werkstein und unter dem Namen „Lahnmarmor“ weltweit ein Begriff. Er wurde z.B. im Empire State Building und in der Moskauer U-Bahn verbaut. Der Begriff „Lahnmarmor“ stammt aus der Steinmetz-Industrie. Er bezieht sich auf die Struktur (marmorierte Kalk) und auf die gute Polierfähigkeit; im petrographischen Sinne handelt es sich nicht um Marmor sondern um Kalkstein (Königshof & Keller, 1999).

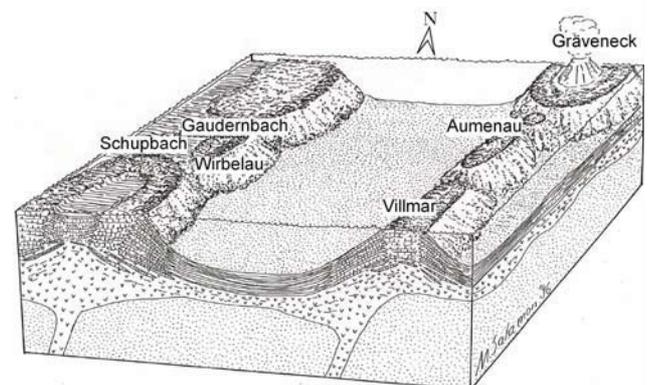


Abb. 2: Rekonstruktion der Genese der Stromatoporen-Riffe der Lahnmulde zur Zeit des Devons. Quelle: Oetken, 1997.

In der Lahnmulde sind überwiegend devonische, untergeordnet unterkarbonische Gesteinsfolgen aufgeschlossen. Im späteren Unterkarbon setzte die variskische Genese ein. Von diesem Vorgang wurde auch der Bereich der (späteren) Lahnmulde erfasst. Die Gebirgsbildung sorgte hier für eine Einengung der ehemaligen Sedimentationsräume, wodurch die

Sedimentgesteine im späten Unterkarbon und im Oberkarbon gefaltet, geschiefert und zuletzt herausgehoben wurden. Bis heute sind die zentralen Teile des Rheinischen Schiefergebirges Festland und damit Abtragungsgebiet. Fluviale, limnische oder marine Ablagerungen aus dem Mesozoikum fehlen großflächig; sie sind nur noch vereinzelt in kleinen Spalten an den Rändern des Gebirges vorhanden. Fast alle heute erhaltenen postkarbonischen Verwitterungsrelikte stammen aus dem Tertiär (Anderle et al., 2003).

Die bereits im späten Mesozoikum durch Kollision zwischen Afrikanischer und Eurasischer Platte beginnende alpidische Orogenese setzte sich im Tertiär fort. Diese im Süden stattfindende Gebirgsbildung wirkte sich auch auf den Rumpf des Rheinischen Schiefergebirges aus. Eine ihrer Folgen war die Zerlegung des Schiefergebirges in einzelne Schollen. Die Bruchschollentektonik ließ Tiefschollen entstehen, die gegenüber benachbarten Schollen deutlich abgesenkt sind (Abb. 3). Zu diesen zählt auch das Limburger Becken (Stengel-Rutkowski, 1976, 1988; Hottenrott & Stengel-Rutkowski, 1990).

Mesozoisch-tertiäre Verwitterung und Rumpfflächenbildung

In der langen terrestrischen Phase wechselten sich Perioden mit flächenhafter Abtragung (Einrumpfung) und solche mit intensiver, feuchttropischer Tiefenverwitterung ab (zum Mechanismus der Rumpfflächenbildung vgl. Brückner, 1989 und Brückner & Bruhn, 1992). Daher finden sich im heutigen Schiefergebirge sowohl Flächen- als auch Verwitterungsreste aus dem Mesozoikum (z.B. kreidezeitliche Sedimente in einer Karstschlotte bei Wetzlar) und dem Tertiär, die unter tropisch-sub

tropischen Klimaten entstanden sein müssen (vgl. auch Felix-Henningsen, 1990). Wahrscheinlich geschah die Bildung der ausgedehnten Rumpfflächen in Meeresnähe. Auf diese absolute Denudationsbasis waren die flächenhaften Abtragungsprozesse eingestellt (Brückner, 1989).

Auch die Gesteine der Lahnmulde wurden teilweise tiefgründig zersetzt: Schiefergesteine verwitterten zu hellen oder weißen Tonen (Saprolitisierung, Kaolinisierung). Besonders resistente Komponenten (z.B. Quarzgänge) blieben erhalten und wurden später z.T. als tertiäre bzw. quartäre Schotter aufgearbeitet.

Auf die mitteldevonischen Massenkalkzüge haben sich die tertiären Verwitterungsprozesse in besonderer Weise ausgewirkt. An den Schwächezonen des im Zuge der variskischen Orogenese intensiv beanspruchten Massenkalks kam es zu einer intensiven Verkarstung mit der Entstehung von Höhlen, Schlotten, Dolinen bzw. Cockpits und Karstkegeln (Abb. 4). Die z.T. sehr tief reichenden Karstschlotten wurden im Tertiär und Pleistozän mit Tonen, Sanden, Schottern und Löss verfüllt (Velten & Wienand, 1989). Im Exkursionsgebiet ist das älteste derartige datierbare Sediment eine Höhlenfüllung im „Massenkalk“ von Hahnstätten. Diese Rotsedimente enthalten organische Einlagerungen mit Mikroflora des Paläozäns. Bemerkenswert sind Pollenkörner altertümlicher ausgestorbener Blütenpflanzen (Normapolles-Gruppe). Es handelt sich hier um das älteste Tertiärvorkommen im Rheinischen Schiefergebirge überhaupt (Anderle et al., 2003).

Im Steinbruch Schneelsberg Nordost bei Steeden treten als Karstfüllungen Schotter der Arenberg-Formation (früher pauschal als „Vallendarer Schotter“ bezeichnet), denen ein mittel- bis ober-

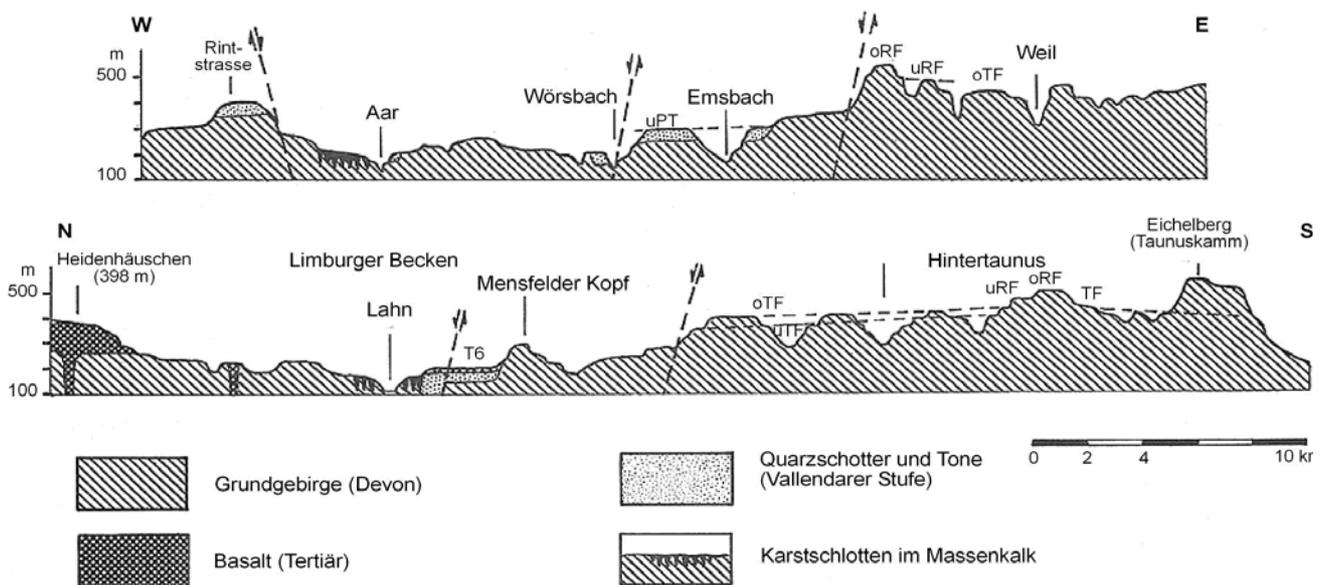




Abb. 4: In den Stromatoporen-Riffkalken im Steinbruch Schneelsberg Nordost bei Steeden ausgebildete Formen des tropischen Kegelkarsts mit Rotlehmrelikten. Im Hintergrund rechts sind vollständig saprolitisierte Schiefer des Karbons zu erkennen. Zwischen Kalk und Schiefer verläuft eine markante Verwerfung. Blick nach Osten.

oligozänes Alter zukommt (Müller, 1973; Hentschel & Thews, 1979; Sonne, 1982; Weidenfeller & Requadt, 1993; vgl. Abb. 5). Neuerdings werden diese Bildungen mit der Transgression des oligozänen Rupelmeeres in Verbindung gebracht (Dittrich et al., 2003). Da die Arenberger Schotter in

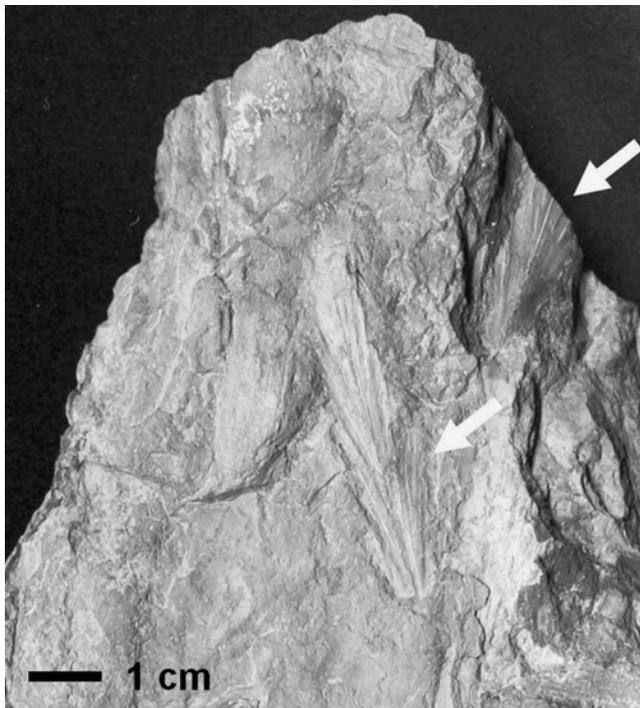


Abb. 5: Pflanzenabdrücke in verkieseltem Tonstein (Linse von der Basis der Arenberg-Formation). Aufn. H. Rittweger, Steinbruch Schneelsberg Nordost, 16.07.2003.

Karsttaschen erhalten sind, muss die Verkarstung älter als mittleres Oligozän sein.

Terrassenbildung

Im Limburger Becken lassen sich neben den gegenüber der Beckenumrahmung tektonisch abgesenkten Rumpfflächenresten auch Verebnungsflächen erkennen, die frühen fluvialen Systemen zugeordnet werden können. Sie zeugen von der beginnenden Zertalung im ausgehenden Tertiär. Müller (1973) kartierte im Zentralen Hintertaunus und im Limburger Becken Rumpfflächen in unterschiedlichen Höhenlagen und damit auch unterschiedlichen Alters sowie Troglflächen aus dem Oligozän und Miozän (s. Abb. 6). Ein erstes, der Lahn und ihren Nebentälern im Verlauf schon weitgehend entsprechendes Flusssystem kann bereits für das Pliozän anhand von Sedimenten und Verebnungsresten nachgewiesen werden (Müller 1973). Oligozäne und pliozäne humose Sedimente sind auch biostratigraphisch nachgewiesen. Sie wurden z.T. durch Vertikaltektonik tief versenkt (Hottenrott & Stengel-Rutkowski, 1990; Freiling & Hottenrott, 1995).

Diese Vertikaltektonik setzt sich im Quartär fort, was z.B. mit der unterschiedlichen Höhenlage der Hauptterrassen belegt werden kann (Andres, 1967; Lipps, 1985; Müller, 1973, 1974, 1975, 1990; Ploschenz, 1994). Am Westrand des Limburger Beckens beträgt der Versatz noch mehr als 20 m seit dem Beginn des Quartärs (Müller, 1975: 77). Wie am Rhein und an der Unterlahn lassen sich auch im Limburger Becken Höhen-, Haupt-, Mittel- und Niederterrassen unterscheiden (Abb. 7). Wegen der allgemeinen Senkungstendenz sind die höheren Terrassen hier jedoch in sich verschachtelt und kaum zu differenzieren. Ihre weit ausgebildeten und dadurch landschaftsbestimmenden Ebenheiten wurden im jüngeren Quartär von mächtigen Lössschichten überdeckt.



Löss-Paläoboden-Sequenzen und ihre Datierung
 Löss-Paläoboden-Sequenzen entstanden durch den Wechsel kaltzeitlicher Lössakkumulationsphasen (Aktivitätsphasen) und Phasen mit relativer Sedimen-

tationsruhe und dadurch bedingter Bodenbildung (Stabilitätsphasen). Sie stellen eines der wichtigsten terrestrischen Klimaarchive des Quartärs dar, denn sie beinhalten vielfältige Informationen über die Kli-

maentwicklung, die Dauer der Klimaphasen und deren Intensität. Löss-Paläoboden-Sequenzen sind besonders in Beckenpositionen der Mittelgebirge – wie dem Limburger Becken – gut erhalten.

Während die Ablagerungen der älteren Vereisungen häufig reduziert oder vollständig aufgearbeitet wurden, sind die Löss-Paläoboden-Abfolgen der letzten beiden Glazial/Interglazial-Zyklen meist besser erhalten. Für diesen Zeitraum konnte eine detaillierte lössstratigraphische Gliederung für Hessen erstellt werden (Simmel, 1990, 1995). Als weitere wichtige Korrelationshorizonte dienen dünne Aschebändchen, die in vielen Profilen Hessens und der weiteren Umgebung erhalten sind. Einen schönen Beleg für Permafrostbedingungen im Limburger Becken fand Rittweger (2003) beim Bau des ICE-Bahnhofs Limburg. Hier ist ein ausgedehnter Frostmusterboden (Polygonboden) aus Löss und Eltviller Tephra gebildet, der im horizontalen Anschnitt dem Muster eines Giraffenfells gleicht. Dieser bislang einzigartige Befund konnte 2001 als Lackprofil gesichert werden und ist in Limburg zu besichtigen. Wahrscheinlich datiert das Eiskeilnetz in das LGM (Letztglaziales Maximum).

Für die chronologische Gliederung der Deckschichten kamen neben Radiokohlenstoffdatierungen bereits seit den frühen 1980er Jahren Lumineszenzmethoden zur Anwendung (Wintle & Huntley, 1982). Mit Lumineszenzmethoden wird der Zeitpunkt der letzten Sonnenlichtexposition eines Sedimentes, also der tatsächliche Ablagerungszeitpunkt, bestimmt. Löss als primär äolisch transportiertes Sediment ist für diese Datierungsmethoden besonders geeignet, da während des Transports in aller Regel eine ausreichend lange Belichtung erfolgte, wodurch die so genannte Lumineszenz-Uhr auf Null gestellt wurde. Damit ist eine wichtige Datierungsvoraussetzung erfüllt.

Exkursionspunkt 1:

Höhe bei 226,9 m NN, nordöstlich von Schadeck
Lage: R 3440750, H 5586700 (TK 25: 5514 Hadamar).

Der von diesem Standort aus im SW sichtbaren Mensfelder Kopf besteht aus Taunusquarzit der Siegen-Stufe des Unterdevons. Dies ist das älteste Gestein im Limburger Raum (Kegel, 1922; Stengel-Rutkowski, 1988). Es wurde durch Erosion als Härtling herauspräpariert. Die Bänke des Quarzits fallen nach Südosten ein und erscheinen in Folge tertiärer Verwitterung rötlich. Der Ausblick zeigt die wichtigsten Rumpf-, Trog- und Terrassenflächen des Beckens sowie seine Ränder (Andres, 1967; Müller, 1973; Andres & Simmel, 1988). Das Limburger Becken stellt den nördlichen Teil eines Astes des Oberrheingrabens dar; von Südosten reicht die Idsteiner Senke („Goldener Grund“) in diese Beckenlandschaft hinein. Die Randstörungen des

Limburger Beckens stoßen im Gebiet von Westtaunus, Unterlahn und Vorderwesterwald auf Störungsausläufer der Niederrheinischen Bucht über das Neuwieder Becken (Stengel-Rutkowski, 1988). Der Oberrheingraben setzt sich daher mit einem Teilgraben geradlinig in den Taunus hinein fort. Der zentrale Teil des Taunus ist mit den Schwerpunkten Idsteiner Senke und Limburger Becken besonders engräumig in Schollen zerbrochen, von denen sich einige abgesenkt und andere gehoben haben (Stengel-Rutkowski, 1976; Hottenrott & Stengel-Rutkowski, 1990).

Exkursionspunkt 2:

Geotop: Ehemaliger Gemeindesteinbruch von Villmar a.d. Lahn

Lage: R 3442040, H 5584550 (TK 25: 5615 Villmar).

Es steht Kalkstein der mittleren bis oberen Varcus-Conodonten-Zone, Givet-Stufe an (Mitteldevon). Abgebaut wurde hier die Lahnmarmorvarietät „Unica“.

Horizontal und vertikal gesägte Wände verschaffen einen dreidimensionalen Einblick in einen **mitteldevonischen Riffkörper**. Zu sehen ist der zentrale Faziesbereich eines Riffs. Haupttriffbildner sind Stromatoporen, untergeordnet auch tabulate (Thamnopora und Heliolites) und rugose Korallen sowie Crinoiden. Stromatoporen finden sich bis 1 m Größe in Lebendstellung, aber auch umgelagert und dann z.T. orientiert weitergewachsen. Das lagige Gefüge der Stromatoporen lässt sich vermutlich auf Tag/Nacht- oder Gezeitenzyklen zurückführen. Die Wachstumsdauer des hier sichtbaren Riffs dürfte daher ca. 2000 Jahre betragen haben, die Wachstumsgeschwindigkeit der Stromatoporen konnte mit einigen mm/Jahr ermittelt werden. Wiederholt haben größere Ereignisse (z.B. Stürme, Tsunamis, Vulkanausbrüche oder Erdbeben) dazu geführt, dass große Teile der Rifforganismen zerstört und umgelagert wurden. Rote, meist dm-mächtige Schuttlagen bezeugen solche Ereignisse (Flick et al. 1998a; Königshof & Keller, 1999). Nach der Akkumulation dieser Sedimente haben die Stromatoporen die Lagen wieder als Substrat genutzt und siedelten erneut darauf. Aufgrund der Einzigartigkeit und des besonderen Wertes dieses Aufschlusses wurde der ehemalige Steinbruch als Geotop unter Schutz gestellt und überdacht (Königshof & Keller, 1999). Er ist damit einer breiten Öffentlichkeit zugänglich und Teil des „Marmor“-Weges durch Villmar.

Über dem Steinbruch folgt die ausgedehnte Jüngere Hauptterrasse, von Müller (1973) als „T5 – altpleistozäne Terrasse“ kartiert. Im geologischen Profil sieht man den Kontakt zwischen dem verkarsteten mitteldevonischen Massenkalken und auflagernden Schottern. Von diesem Standort blickt man auf höher gelegene Flussterrassen des

Altquartärs sowie auf Troglflächen- und Rumpfflächenreste (vgl. auch Lipps, 1985).

Exkursionspunkt 3:

Bohrkernlager Villmar-Aumenau des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (ehemalige Eisenerzgrube „Strichen“)

Lage: 3447980, H 5584820 (TK 5615 Villmar).

Mittagspause mit Gelegenheit zu kurzer Führung im Bohrernlager (evtl. mit Besichtigung von Bohrern aus dem Exkursionsgebiet).

Es handelt sich um die Übertagegebäude des ehemaligen Eisenerzbergwerkes Grube „Strichen“. Bis in die 1960er Jahre wurden Eisenerze vom „Lahn-Dill“-Typ gefördert. Seit 1970 befindet sich hier das Bohrernlager des hessischen Geologischen Landesdienstes zur Aufbewahrung und Bearbeitung von Bohrern mit entsprechenden Werkstatteinrichtungen und einer erdgeschichtlichen Belegsammlung.

Die vulkano-sedimentären Roteisenerze vom „Lahn-Dill“-Typ sind an die Produkte des paläozoischen submarinen Vulkanismus gebunden und im Lahn-Dill-Gebiet weit verbreitet. Im Zusammenhang mit Umwandlungsvorgängen (Alteration) in den basaltischen Vulkaniten kam es unter Beteiligung des eingeschlossenen Meerwassers unter reduzierenden Bedingungen zur Mobilisierung von Eisen und Kieselsäure. Durch die Änderung des Milieus hin zu oxidierenden Bedingungen wurden bei Erreichen des Meeresbodens die Kieselsäure als Gel und das Eisen als Hämatit ausgeschieden. Der Höhepunkt der Vererzung lag an der Wende Mittel/Oberdevon vor ca. 376 Mio. Jahren als die sog. Grenzlagervererzungen stattfanden (Lippert & Flick, 1998).

Die Erze vom „Lahn-Dill“-Typ waren Grundlage einer 2000 Jahre alten Bergbautradition. Seine größte Bedeutung erreichte der Bergbau nach dem 1. Weltkrieg als etwa ein Fünftel der deutschen Eisenerzproduktion im Lahn-Dill-Gebiet gefördert wurde. Die letzte Grube „Fortuna“ bei Solms-Oberbiel wurde 1983 geschlossen und ist inzwischen als Besucherbergwerk zugänglich.

Exkursionspunkt 4:

Steinbruch Schneelsberg Nordost der Fa. Schaefer Kalk nordöstlich Steeden

Lage: R 3439600, H 5588100 (TK 25: 4414 Hadamar)

„Massenkalk“ der Givet/Adorf-Stufe (Mittel- bis Oberdevon) mit überlagernden tonigen und kiesigen Sedimenten des Tertiärs sowie mächtiger Löss-Paläoboden-Sequenz des Quartärs.

Die dominante Formation in diesem Steinbruch sind devonische **Riffkalk**e des Vorriffbereichs. Der dickbankige Kalkstein mit Stromatoporen und

Korallen erreicht eine Mächtigkeit von rund 200 m. Der CaCO₃-Gehalt liegt bei 97-98 %. Im Kalk eingelagert sind Vulkaniklastite der Givet/Adorf-Phase („Schalstein“). Die Oberfläche des Kalksteins ist aufgrund intensiver tropischer Verwitterung („Mesozoisch-tertiäre Verwitterung“, vgl. Felix-Henningsen, 1990) als Kegelkarst ausgebildet. Auf der stark reliefierten Paläokarstoberfläche liegen tonige Sedimente mit Konkretionen von Eisen-Mangan-Erzen (traubige Manganomelane bzw. Schwarzer Glaskopf, Mineralisationstyp „Lindener Mark“; Flick et al., 1998a). Die **Eisenmanganerze** des Typs „Lindener Mark“ sind also an die Karstoberfläche dieser „Massenkalk“ gebunden und treten im gesamten Rheinischen Schiefergebirge und im Harz auf. Die Erzkonzentration ist das Ergebnis eines komplexen, mehrphasigen Anreicherungsprozesses, an dem hydrothermale Vorgänge, Verwitterung und jüngere Umbildungen beteiligt waren (Kirnbauer, 1998). Gebunden sind die Erze an Dolomitisierungszonen im „Massenkalk“. Die mächtigsten Erzlager haben sich in tiefen Mulden und Taschen des Karstreliefs aber auch an Störungen gebildet. Das genaue Alter der Erzgenese ist unklar. Der Rest eines mit Buchenzweigen (*Fagus sylvatica*, det. H. Rittweger, 2003) ausgeflochtenen Schachtes belegt, dass noch in jüngster Vergangenheit hier nach diesen Erzen gesucht wurde. Eine Radiokohlenstoff-Datierung des Holzes ergab junge ¹⁴C-Alter: Probe „Lim 1_H“, Lab.-Nr. UtC-11910, Delta ¹³C: -26.7 ‰; ¹⁴C-Alter: 108 ± 32 BP. Nach der dendrochronologischen Kalibrierung sind drei Alterbereiche möglich: 1691-1727, 1812-1889, 1909-1920 n.Chr.

Die hangenden sandig-kiesigen Sedimente in der Fazies der Arenberg Formation („Vallendarer Schotter“) werden ins mittlere bis obere Oligozän gestellt (Sonne, 1982; Weidenfeller & Requadt, 1993) und neuerdings zeitlich mit einer marinen Rupel-Transgression in Zusammenhang gebracht. In Karstschloten der Region können diese Ablagerungen Mächtigkeiten von über 100 m erreichen. Die Grenze der Erzlager zu den hangenden, z.T. vererzten Sedimenten des Tertiärs ist häufig unregelmäßig und unscharf.

In den vererzten laminierten rötlichen Tonsteinen der Tertiärbasis im Steinbruch sind häufig Pflanzenreste zu finden (vgl. Abb. 5). Bisher konnten Farnwedel und ein *Calamites* (det. M. Krings, München) bestimmt werden.

An der östlichen Seite der NNW-Wand des Steinbruchs sind oberhalb der tertiären Tonsteine mehr als 12 m mächtige **quartäre Deckschichten** aufgeschlossen. Der Aufschluss gliedert sich in einen 6 m mächtigen basalen Fließerde-Komplex und eine etwa 7 m mächtige Löss-Paläoboden-Abfolge (Abb. 8). In den Lössschichten konnte H. Rittweger an mehreren Stellen kaltzeitliche Mollusken (u.a. *Columella columella* und *Pupilla* sp.) nachweisen.

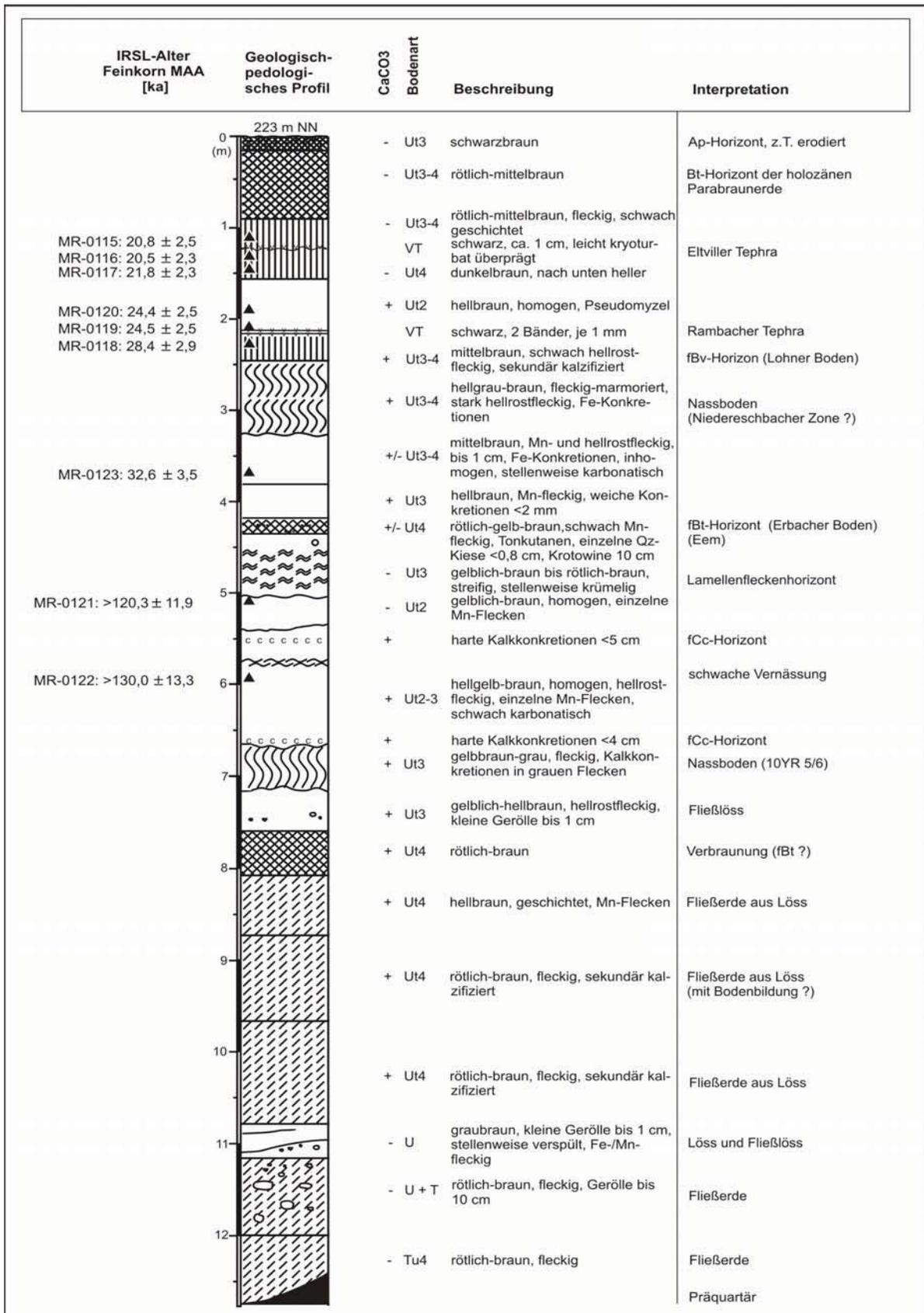


Abb. 8: Deckschichtenprofil im Kalksteinbruch Schneelsberg Nordost an der NNW-Wand der Grube. Die Lumineszenz-Datierungen (IRSL) wurden mittels Multiple Aliquot-Technik an der Feinkornfraktion (4-11 µm) durchgeführt.

Tab. 1: Ergebnisse der Gammaskpektrometrie und der Lumineszenz-Datierungen aus dem Löss-Paläoboden Profil des Steinbruchs Schneelsberg Nordost (vgl. Abb. 8).

Probe	Labor-nummer	U [$\mu\text{g g}^{-1}$]	Th [$\mu\text{g g}^{-1}$]	K [%]	Kosm. D [$\mu\text{Gy a}^{-1}$]	D [Gy ka $^{-1}$]	D_e [Gy]	IRSL-Alter [a]
STE 1	MR-0115	2,38 ± 0,08	9,35 ± 0,29	1,09 ± 0,07	201,4	3,1 ± 0,3	63,45 ± 4,15	20784 ± 2470
STE 2	MR-0116	2,55 ± 0,09	9,50 ± 0,29	1,11 ± 0,07	200,3	3,1 ± 0,3	64,64 ± 2,97	20530 ± 2254
STE 3	MR-0117	2,63 ± 0,08	9,47 ± 0,27	1,16 ± 0,08	196,5	3,2 ± 0,3	69,96 ± 2,37	21764 ± 2294
STE 4	MR-0118	2,21 ± 0,07	8,12 ± 0,25	1,04 ± 0,07	186,0	2,8 ± 0,3	79,45 ± 2,37	28408 ± 2918
STE 5	MR-0119	2,66 ± 0,08	8,36 ± 0,23	1,23 ± 0,08	188,5	3,2 ± 0,3	77,53 ± 1,78	24548 ± 2474
STE 6	MR-0120	2,81 ± 0,09	8,64 ± 0,26	1,20 ± 0,08	190,5	3,2 ± 0,3	78,58 ± 1,18	24399 ± 2459
STE 7	MR-0121	2,80 ± 0,09	9,23 ± 0,27	1,43 ± 0,10	153,5	3,4 ± 0,3	414,15 ± 1,77	120276 ± 11922
STE 8	MR-0122	2,78 ± 0,09	9,14 ± 0,26	1,30 ± 0,09	146,6	3,3 ± 0,3	429,78 ± 8,30	129970 ± 13288
STE 9	MR-0123	2,70 ± 0,09	8,81 ± 0,26	1,25 ± 0,09	167,9	3,2 ± 0,3	104,78 ± 4,14	32561 ± 3499

Kosmische Dosisleistung berechnet mit dem Programm KosmDL v1.0 von P. Karelin; D = Dosisleistung; D_e = Paläodosis; Nuklidgehalte wurden gammaskpektrometrisch bestimmt; Wassergehalt: 15 ± 5 Gew-%; Korngröße: 4-11 μm ; Messprotokoll: Multiple Aliquot Additiv; IRSL = Infrarot stimulierte Lumineszenz.

Rotbraune tonige Fließerden bilden die Basis. Zwischen 12,00 m und 11,10 m u.O. sind Quarzgerölle (bis 10 cm Größe) und verwittertes Grundgebirgsmaterial eingelagert (Abb. 9). Andernorts im Steinbruch wurden in dieser Schicht Säugetierreste gefunden (Knochen, Relikt eines Mammutstoßzahns). Es folgen ein geringmächtiger homogener entkalkter Löss sowie Fließerden aus Löss mit bis 1 cm großen Geröllen. Der Fließerdekomplex schließt mit einer schwachen Verbraunung zwischen 8,10 m und 7,60 m u.O. (fossiler Bt-Horizont einer Parabraunerde?). Partielle karbonatische Bereiche im Fließerde-Komplex sind auf postsedimentäre Karbonatverlagerung (sekundäre Aufkalkung) zurückzuführen.



Abb. 9: Übersicht über das mehr als 12 m mächtige Deckschichtenprofil. An der Basis ist die kiesführende Fließerde gut zu erkennen.

Oberhalb von 7,20 m folgen ein Fließlöss und ein stark fleckiger Nassboden. Darauf liegt etwa 1,7 m mächtiger Löss mit schwachen Hydromorphie-Merkmalen und deutlich entwickelten Lösskindelhorizonten bei 6,60 m und 5,50 m. Die OSL-Datierung ergab $>130 \pm 13$ ka bzw. $>120 \pm 12$ ka und liefern unter Berücksichtigung der Unterbestimmungstendenzen in diesem Altersbereich ein mindestens vorletztglaziales Alter. Der Lösskindelhorizont bei 5,50 m u.O. lässt allerdings auch den Schluss zu, dass gerade die unteren Sedimente bedeutend älter sein können.

Darüber folgen eine Lamellenfleckenzone und ein fossiler Bt-Horizont, der mit dem letzten In-



Abb. 10: Detailaufnahme des oberen Abschnitts mit der Eltviller Tephra. Die Lage ist leicht kryoturpat verwürgt und durchmischt.

terglazial korreliert werden kann und nach der Lössgliederung von Semmel (1990; vgl. auch Fetzer et al., 1995) in Hessen als Erbacher Boden bezeichnet wird. Der überlagernde Schwemmlöss ist nur schwach kalkhaltig und wurde der OSL-Datierung zufolge im Sauerstoffisotopenstadium (OIS) 3 umgelagert. Ein kräftiger Nassboden, der evtl. der Niedereschbacher Zone entspricht, und der Bv-Horizont des so genannten Lohner Bodens schließen das Mittelwürm ab. Für die Sedimente des Lohner Bodens ergibt sich ein OSL-Alter von $28,4 \pm 2,9$ ka.

Das Jungwürm (OIS 2) setzt mit autochthonem Löss ein. An der Basis sind zwei dünne schwarze vulkanische Bändchen eingeschaltet, die mit der Rambacher Tephra korreliert werden. Im oberen Teil des Jungwürmlösses, etwa 1,20 m u.O., ist die Eltviller Tephra als ca. 1 cm mächtiges, kryoturbat verwürgtes, schwarzes Band aufgeschlossen (Abb. 10). Ausgehend von den Sedimentationsaltern (vgl. Abb. 8) ergibt sich für die Eltviller Tephra ein Altersmittelwert von $20,7 \pm 2,4$ ka, was gut mit den Ergebnissen anderer Bearbeiter korreliert (Frechen & Preußner 1996, Buschbeck et al. 1992, Zöller 1988). Nach unserer OSL-Datierung liegt das Eruptionsalter der Rambacher Tephra zwischen $24,5 \pm 2,5$ und $28,4 \pm 2,9$ ka.

Der Jungwürmlöss wurde postglazial – erstmals evtl. bereits im Allerød – im oberen Bereich pedogen überprägt. Dabei wurde das Tephraaband nicht vollständig zerstört, sondern nur leicht durchmischt. Darüber ist der Bodenhorizont stellenweise verspült und laminiert. Das Profil schließt mit dem rezenten Ap-Bt-Horizont ab. Bemerkenswert ist, dass die Laacher-See-Tephra makroskopisch nicht nachgewiesen werden konnte. Entweder wurde sie bioturbat oder anthropogen (Ap-Horizont) in die oberste Schicht eingearbeitet oder sie ist erodiert. In der Umgebung treten Erosionsformen (Dellen) auf.

Literatur

Anderle, H.-J., M. Hottenrott, Y. Kiesel & T. Kirnbauer (2003): Das Paläozän von Hahnstätten im Taunus (Bl. 5614 Limburg a.d. Lahn): Untersuchungen zu Tektonik, Paläokarst, postvariskischer Mineralisation und Palynologie. - Cour.-Forsch.-Inst., Senckenberg 241, 183-207.

Andres, W. (1967): Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und der Idsteiner Senke. - Rhein-Main. Forsch. 61, 1-88.

Andres, W., mit Beiträgen von A. Semmel (1988): Die Formenentwicklung im Bereich des Limburger Beckens und des westlichen Hintertaunus im Tertiär und Quartär (Exkursion D am 7. April 1988). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 70, 75-86.

Brückner, H. (1989): Küstennahe Tiefländer in Indien - ein Beitrag zur Geomorphologie der Tropen. - Düsseldorfer Geographische Schriften, Heft 28, 239 S.; Düsseldorf.

Brückner, H. & N. Bruhn (1992): Aspects of weathering and peneplanation in Southern India. - Zeitschrift f. Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 91, 43-66; Berlin, Stuttgart.

Buschbeck, H.M., H.U. Chun, R. Döning & R. Gefßler (1992): Thermoluminescence dating of loess horizons in Wiesbaden-Gräselberg and Wallertheim by the quartz-inclusion method. - Quaternary Science Reviews 11, 19-23.

Dittrich, D., W.R. Franke, J. Gad, J. Haneke, H. Requadt, P. Schäfer & M. Weidenfeller (2003): Geologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz 1: 300000. Mainz (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz).

Felix-Henningsen, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. - Relief, Boden, Paläoklima 6, 1-129. Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

Fetzer, K.D., K. Larres, K.-J. Sabel, E.-D. Spieß, & M. Weidenfeller (1995): Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland. - In: Benda, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. 408 S., 1995, Bornträger, Berlin, Stuttgart.

Flick, H., T. Kirnbauer & K.-W. Wenndorf (1998a): Lahnmulde III: Südwestliche Lahnmulde. - In: Kirnbauer, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. Tagungsband zur VFMG-Sommertagung in Herborn (Lahn-Dill-Kreis). Jb. Nass. Ver. Naturkd., So.-Bd. 1, 284-288.

Flick, H., H.-J. Lippert, H.-D. Nesbor & H. Requadt (1998b): Lahn- und Dillmulde. - In: Kirnbauer, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. Tagungsband zur VFMG-Sommertagung in Herborn (Lahn-Dill-Kreis). Jb. Nass. Ver. Naturkd., So.-Bd. 1, 33-62.

Frechen, M. & F. Preußner (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. - Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten D 20: 53-66.

Freiling, H.-J. & M. Hottenrott (1995): Mitteilung über zwei Vorkommen jüngeren Tertiärs (Ober-Oligozän, Pliozän) in Baugrunderkundungsbohrungen bei Limburg-Lindenholzhausen (Limburger Becken). - Jahresberichte wetterau. Ges. ges. Naturkunde Jg. 146-147, 169-183.

Heckel, P.H. & B.J. Witzke (1979): Devonian world palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. - In: House, M.R., C.T. Scrutton, & M.G. Bassett (1979): The Devonian system. - In: Spec. Papers in Palaeont., 23.

Hentschel, H. & J.-D. Thews (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Blatt Nr. 5514 Hadamar, 2. Aufl. 1-169. Wiesbaden (Landesamt für Bodenforschung).

Hottenrott, M. & W. Stengel-Rutkowski (1990): Pliozän in einer Brunnenbohrung im Lahntal N Limburg-Eschhofen – ein Beitrag zur Pliozänstratigraphie in Hessen und zur jüngsten Vertikaltektonik im Limburger Becken. - Geol. Jb. Hessen 118, 155-166.

Kegel, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. – Erläuterungen zu einer von Johannes Ahlburg hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. - Abh. preuß. geol. L.-Anst. N.F. 86, 1-81.

- Kirnbauer, T.* (1998): Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark“ und Eisenerze des Typs „Hunsrückerte“. - In: *Kirnbauer, T.* (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. Tagungsband zur VFMG-Sommertagung in Herborn (Lahn-Dill-Kreis). Jb. Nass. Ver. Naturkd., So.-Bd. 1, 209-216.
- Königshof, P.*, mit einem Beitrag von *T. Keller* (1999): „Lahn-Marmor“, Riffe im Devon. - In: *Hoppe, A. & F.F. Steininger* (Hrsg.): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. - Schriftenreihe Dt. Geol. Ges. 8, 223-230.
- Krebs, W.* (1971): Devonian Reef Limestone in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. - In: *Müller, G.* (Hrsg.): Sedimentology in Parts of Central Europe. Guidebook, 45-81. Frankfurt a.M. (Waldemar Kramer).
- Lippert, H.-J. & H. Flick* (1998): Vulkano-sedimentäre Roteisenerze vom Lahn-Dill-Typ. - In: *Kirnbauer, T.* (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. Tagungsband zur VFMG-Sommertagung in Herborn (Lahn-Dill-Kreis). Jb. Nass. Ver. Naturkd., So.-Bd. 1, 121-128.
- Lipps, S.* (1985): Relief- und Sedimententwicklung an der Mittellahn. - Marburger Geographische Schriften 98, 93 S.; Marburg.
- Mühlhau, I.* (1965): Limnische Oberkreide in einer Massenkalk-Doline im Steinbruch Hermannstein (Blatt 5417 Wetzlar). - Notizbl. hes. L.-Amt Bodenforsch. 93, 176-186.
- Müller, K.-H.* (1973): Zur Morphologie des zentralen Hintertaunus und des Limburger Beckens. - Ein Beitrag zur tertiären Formengese. - Marburger Geographische Schriften 58, 112 S. Marburg.
- Müller, K.-H.* (1974): Zur Morphologie der plio-pleistozänen Terrassen im Rheinischen Schiefergebirge am Beispiel der Unterlahn. - Ber. zur Deutschen Landeskunde, 48, 43-60. Bonn - Bad Godesberg.
- Müller, K.-H.* (1975): Tektogenetische und klimagenetische Einflüsse auf die Talentwicklung an der Unteren Lahn. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 23, 75-81. Berlin, Stuttgart.
- Müller, K.-H.* (1990): Quartär. - In: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25000, Erläuterungen Blatt 5613 Schaumburg, 56-61. Mainz.
- Oetken, S.* (1997): Faziesausbildung und Conodonten-Biofazies mittel-/ober-devonischer Riffgesteine in der mittleren Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). - Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg, 164 S. Marburg (*Verlag Görlich & Weiershäuser*, Wissenschaft in Dissertationen, Band 207).
- Ploschenz, C.* (1994): Quartäre Vertikaltektonik im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge begründet mit der Lage der jüngeren Hauptterrasse. - Bonner Geowissenschaftliche Schriften 12.
- Rittweger, H.* (2003): Eiszeit - Steinzeit - Mittelalter. Zeitspuren und archäologische Denkmäler unter dem Dienstleistungszentrum am Limburger ICE-Bahnhof. - In: Jahrbuch des Kreises Limburg-Weilburg 2003: 259-269. Limburg.
- Rittweger, H.* (2004): Zur geowissenschaftlichen Bedeutung des Geotops „Kegelkarst Runkel-Hofen“ (<http://www.mobileslandschaftsmuseum.de/>)
- Semmel, A.* (1990): Der Naturraum und seine Veränderungen. - In: *Herrmann, F.R. & A. Jockenhövel* (Hrsg.): Die Vorgeschichte Hessens. 533 S., 1990, Theiss, Stuttgart.
- Stengel-Rutkowski, W.* (1976): Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). - Geol. Jb. Hessen 104, 183-224.
- Stengel-Rutkowski, W.* (1988): Die Geologie der näheren Umgebung der Stadt Limburg a.d.Lahn (Exkursion A am 5. April 1988). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 70, 19-27.
- Sonne, V.* (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? - Mainzer geowiss. Mitt. 11, 217-219.
- Velten, C. & P. Wienand* (1989): Kräfte der Erde: Kleine Geologie des Weilburger Landes. - In: Heimat- und Bergbaumuseum der Stadt Weilburg (Hrsg.): Libelli: Museum extra, 4.
- Weidenfeller, M. & H. Requadt*, mit Beiträgen von *M. Hottenrott, C. Krause & P. Schäfer* (1993): Das Marienfesler (Miehleener) Becken im Känozoikum (Hintertaunus, Rheinisches Schiefergebirge). - Mainzer geowiss. Mitt. 22, 99-140.
- Wintle, A.G. & D.J. Huntley* (1982): Thermoluminescence dating of sediments. - Quaternary Science Reviews 1, 31-58.
- Zöller, L., H.E. Stremme & G.A. Wagner* (1988): Thermolumineszenz-Datierungen an Löss-Paläobodenabfolgen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein. - Chemical Geology (Isot. Geosc. Sect.) 73, 39-62.

aus: Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 2005 in Marburg. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 105: 105-114.